

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО СВЯЗИ

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ТЕЛЕКОММУНИКАЦИЙ ИМ. ПРОФ. М.А. БОНЧ-БРУЕВИЧА» (СПбГУТ)**

Кафедра экологии и безопасности жизнедеятельности

**ПРАКТИЧЕСКИЕ РАБОТЫ ПО ДИСЦИПЛИНЕ
«ГЕОЛОГИЯ»**

**Направление подготовки 05.03.06 Экология и природопользование
Разработчик: доцент, к.г.н. Никитин М.Ю.**

**Санкт-Петербург
2016**

Содержание

	Введение	3
1.	Практическая работа № 1 . Минералы и их диагностические свойства	4
2.	Практическая работа № 2 Горные породы. Магматические горные породы, их структуры и текстуры	12
3.	Практическая работа № 3 Классификация магматических пород. Практическое определение наиболее распространенных магматических пород	17
4.	Практическая работа № 4 Метаморфические горные породы	28
5.	Практическая работа № 5 Осадочные горные породы. Терригенные породы. Классификация терригенных пород, их структуры и текстуры. Структуры и текстуры осадочных пород. Характеристика и практическое определение наиболее распространенных терригенных горных пород	37
6.	Практическая работа № 6 Осадочные горные породы. Хемогенные и биогенные породы. Классификация хемогенных и биогенных горных пород, их структуры и текстуры. Характеристика и практическое определение наиболее распространенных хемогенных и биогенных горных пород.	44
7.	Практическая работа № 7 Геологическая карта. Геохронологическая шкала. Легенда геологической карты. Способы изображения стратифицированных интрузивных образований, отображение возраста геологических тел. Стратиграфическая колонка. Чтение геологической карты	55
8.	Практическая работа № 8 Построение геологического разреза по карте с горизонтальным и наклонным залеганием горных пород.	60
9.	Практическая работа № 9 Карта четвертичных образований, ее чтение и анализ	65
	Список литературы	68

ВВЕДЕНИЕ

Настоящее методическое пособие предназначено для выполнения практических работ по геологии студентов экологов, обучающихся по направлению «Экология и природопользование». Основное внимание в нем обращается на практическую подготовку будущего специалиста эколога и природопользователя. Главное внимание уделено изучению вещественного состава Земли, умениям определять минералы, горные породы. Автор старался достаточно полно дать теоретический материал, описать методику выполнения работ, представить достаточно полный список литературы для использования.

К каждому занятию в пособии даны соответствующие методические рекомендации: как работать над выполнением задания, на что обратить внимание.

В выполнении практических занятий студентам окажут помощь помещенные в пособие таблицы для определения минералов, горных пород, геохронологическая таблица, а также студенты будут иметь возможность провести самоконтроль за освоением материала, используя контрольные вопросы в конце каждой практической работы.

Исходя из современных требований, предъявляемых к учебному процессу в вузе и направленных не только на приобретение знаний, но и на применение их в практической деятельности, задания в методическом пособии рассчитаны на творческий подход студентов к их выполнению.

ПРАКТИЧЕСКАЯ РАБОТА № 1

Т е м а . Минералы и их диагностические свойства.

З а д а ч и . Усвоение понятия «минерал». Знакомство с диагностическими свойствами минералов и практическими приёмами их диагностики на основе морфологии и физических свойств.

У ч е б н ы й м а т е р и а л . Учебная коллекция минералов, модели кристаллов, шкала твердости Мооса, компас, фарфоровая пластинка, раствор HCl (10%) в капельнице.

М е т о д и к а р а б о т ы

Понятие о минералах.

Раньше минералы понимались более широко, чем сейчас, и к ним причислялись любые «ископаемые» - различные «земли», почвы, обломки горных пород, торф, каменный уголь, янтарь, окаменевшие остатки животных и растений, нефть, природный газ. Для них допускалось твердое, жидкое и даже газообразное состояние. В настоящее время, согласно А.А. Годовикову, **минералом** называют *химически и физически обособленный в пространстве неорганический продукт природной физико-химической реакции, находящийся в кристаллическом состоянии*. К минералам относят кристаллические тела без ограничения размеров индивидов. Это могут быть как кристаллы весом в сотни и тысячи килограммов, так и мельчайшие кристаллические частицы коллоидно-дисперсных систем. Если в аморфном веществе составляющие его атомы, ионы и молекулы располагаются в беспорядке (как груда кирпичей и строительного мусора), то в кристаллическом веществе они располагаются в строгом геометрическом порядке. Если мысленно представить каждый атом или ион кристаллического вещества в виде точки и соединить их условными линиями, то получим бесконечную геометрически правильную **кристаллическую решетку** (свою для каждого минерала). При этом точки соответствуют **узлам** этой решетки, а сила химических связей между атомами или ионами условно отражается длиной соединяющей их линии (чем сильнее связь – тем короче линия).

Форма минералов.

Упорядоченность внутреннего строения кристаллических веществ отражается в правильности геометрической формы кристаллов – минеральных индивидов, формирующихся в условиях, когда их росту ничто не препятствует. Форма кристаллов может использоваться для диагностики минералов как одно из важнейших их свойств. В мире кристаллов могут встречаться как простые геометрические формы (куб, октаэдр, тетраэдр, пирамида, и т.д), так и комбинации нескольких простых форм (например, сочетание в одном кристалле граней куба и октаэдра, призмы и пирамиды).

Все кристаллы по форме упрощенно можно разделить также на следующие основные типы:

1. **Изометричные** – одинаково развитые во всех трех направлениях в пространстве.
2. **Удлиненные** (отчётливо вытянутые в одном направлении) – призматические, столбчатые, шестоватые, игольчатые.
3. **Уплощенные** (развитые преимущественно в двух направлениях – таблитчатые, чешуйчатые, листоватые).

Также в качестве диагностического признака можно использовать тип минерального агрегата – формы закономерного срастания минеральных индивидов. Тип агрегата определяется способом образования минерала, а число возможных способов образования для каждого минерального вида ограничено.

Физические свойства минералов

Физическими свойствами минералов называются те, которые проявляются в их физических взаимодействиях с различными объектами. Именно физические свойства являются важнейшими диагностическими признаками минералов и положены в основу их практического определения. Некоторые из них можно определить лишь в лабораторных условиях. Но есть такие физические свойства, которые легко определяемым невооруженным глазом или при помощи несложного оборудования. Умение правильно их определять является ключом к практическому определению большинства наиболее распространенных в природе минералов. К ним относятся:

оптические свойства – прозрачность, цвет, цвет черты, блеск;
механические свойства – твердость, спайность и излом, удельный вес,
а также некоторые другие из физических свойств (магнитность, вкус, запах и т.д.).

Прозрачность - способность минерала пропускать свет. В зависимости от степени прозрачности все минералы делятся на 3 группы (при этом следует иметь в виду, что границы между ними условные):

1. *Прозрачные* (сквозь минерал можно легко видеть различные предметы) – горный хрусталь, исландский шпат, топаз и др.
2. *Просвечивающие или полупрозрачные* (сквозь минерал виден свет, но контуры предметов уже не различимы) – сфалерит, киноварь и др.
3. *Непрозрачные* – пирит, магнетит, графит и др.

Цвет. Наиболее легко определяемый визуально признак. Нередко именно окраска является настолько характерным признаком минерала, что не только позволяет однозначно определить его, но и дает представление о его химическом составе. Например, все водные соли меди имеют яркий зеленый или синий цвет. Не случайно у впервые приступивших к определению минералов студентов наблюдается стремление пользоваться при определении минерала только его окраской, как наиболее простым признаком. Но такой подход является неправильным, так как один и тот же минерал нередко может иметь различную окраску в зависимости от примесей или дефектов строения его кристаллической решетки. Следует также иметь в виду встречающийся иногда эффект ложной окраски (*побежалости*), появляющейся в результате образования на поверхности минерала тонких плёнок другого вещества, в котором проявляется эффект интерференции. При таком типе окраски мы видим переливающиеся радужные цвета (как в пятнах бензина на воде). Поэтому цветом минералов, как диагностическим признаком, следует пользоваться с осторожностью.

Цвет черты (цвет минерала в порошке). Более постоянный и надежный по сравнению с окраской самого минерала диагностический признак. Цвет черты в ряде случаев полностью совпадает с цветом минерала в образце. Но очень многие минералы в мелкораздробленном состоянии имеют цвет, значительно отличающийся от его цвета в монолите. Так пирит соломенно-желтый, а в тонкоизмельченном состоянии – черный,

Для определения цвета минерала в порошке совсем необязательно дробить его весь на мелкие части. Для этого достаточно с легким нажимом несколько раз провести минералом по поверхности специальной пластинки из неглазированного фарфора (так называемому бисквиту) и оценить цвет получившейся черты. Следует иметь в виду, что минералы с высокой твердостью (более 6,5) вообще не оставляют окрашенного следа, а оставляют царапину на фарфоровой пластинке. Поэтому говорить, к примеру, о цвете черты алмаза бессмысленно.

Блеск. Большинство минералов с различной интенсивностью отражают падающий на них свет, то есть обладают блеском. Характер блеска зависит от того, насколько сильно поверхность минерала отражает падающий свет, каково соотношение отражения, поглощения и пропускания света минералом, как именно отражаемый свет рассеивается. Выделяют следующие виды блеска:

Металлический – напоминает блеск полированного металла.

Полуметаллический – подобен металлическому, но более тусклый, как у грифеля простого карандаша.

Алмазный – сильный блеск, обусловленный неоднократным отражением света от внутренних поверхностей прозрачных и полупрозрачных минералов.

Стекланный – поверхность минерала блестит как стекло. Таким блеском обладает большинство (около 70%) прозрачных и полупрозрачных минералов.

Перламутровый – минерал блестит и переливается как поверхность перламутра или жемчуга. Наблюдается у прозрачных и просвечивающих минералов, имеющих тонкое пластинчатое строение. Свет одновременно отражается от множества поверхностей внутри минерала, в результате чего возникают перламутровые «переливы».

Шелковистый – обусловлен волокнистым строением минерала, поэтому минеральный агрегат блестит и переливается, как пучок шелковых нитей.

Жирный – поверхность минерала кажется смазанной жиром или покрытой маслянистой пленкой. Возникает тогда, когда поверхности минерала покрыты мельчайшими неровностями, рассеивающими отражённый свет неравномерно.

Смоляной – блеск, напоминающий блеск застывшей смолы или гудрона. Аналог жирного блеска для минералов с темной окраской.

Восковой – полуматовый блеск, напоминающий блеск пчелиного воска, характерный для просвечивающих минералов, равномерно рассеивающих свет.

Наконец, если минерал представлен тонкодисперсными, землистыми массами, то он не блестит, т.е. является матовым (мел, каолин, охры). Это происходит потому, что весь свет при отражении рассеивается совершенно равномерно, в результате блеска в обычном смысле слова нет.

Твердость – устойчивость минерала к царапанию. Является одним из главных и надежных диагностических признаков минералов. По твердости все минералы условно разделяются на 10 групп, в соответствии с предложенной австрийским минералогом Фридрихом Моосом шкалой твердости. Набор условных эталонов твердости, состоящий из 10 минералов, в его честь получил название **шкала Мооса (табл. 1)**. Минералы в ней подобраны таким образом, что каждый последующий минерал в ней оставляет царапину на предыдущем. Причем получается углубленная царапина, не исчезающая при легком стирании пальцем. Относительная твердость выражается условными единицами твердости

от 1 до 10, соответствующими номеру эталонного минерала шкалы Мооса (от самого мягкого до самого твёрдого).

Таблица 1

Шкала твердости Мооса (с дополнениями)

Твердость	Минерал шкалы Мооса	Возможная замена
1	Тальк	Грифель мягкого карандаша
2	Гипс	Ноготь
3	Кальцит	Медная монета
4	Флюорит	Железный гвоздь
5	Апатит	Стекло
6	Полевой шпат (ортоклаз)	Стальное лезвие ножа
7	Кварц	Напильник
8	Топаз	
9	Корунд	Наждачная бумага, брусок для заточки ножей
10	Алмаз	Алмазная пилочка для ногтей, алмазный стеклорез

Минерал-эталон, который оставляет на другом царапину, считается более твёрдым. Если минерал оставляет на другом минерале черту (пишет), то он является более мягким. Твердость определяемого минерала принимают промежуточной между твердостью двух минералов-эталонов – более мягкого и более твердого по сравнению с испытуемым минералом. Например, если определяемый минерал царапается кварцем (7), а сам оставляет царапину на полевоом шпате (6), то его твердость - 6,5 (или 6-7). Минералы с равными значениями твердости не царапают друг друга.

Спайность и излом. Спайностью называется способность кристаллов раскалываться (расщепляться) по определенным кристаллографическим направлениям параллельным действительно наблюдаемым или возможным граням кристалла, с образованием ровных блестящих плоскостей скола. Блеск спайных плоскостей особенно хорошо заметен в отраженном свете, если образец поворачивать под разными углами к источнику света. В зависимости от того, насколько легко раскалываются минералы различают следующие степени совершенства спайности (в порядке убывания):

Весьма совершенная – спайность в одном направлении, когда минерал очень легко (иногда даже руками) разделяется на все более тонкие пластинки или листочки. При этом получают ровные зеркально блестящие плоскости спайности.

Совершенная – при любом ударе молотком по минералу он рассыпается на обломки, ограниченные ровными плоскостями. Неровные поверхности излома получают очень редко.

Средняя – при раскалывании минерала с одинаковой частотой образуются как ровные спайные поверхности, так и неправильные поверхности излома по случайным направлениям.

Несовершенная и весьма несовершенная – при раскалывании минерала подавляющая часть обломков ограничена неправильными неровными поверхностями излома.

Кроме того, спайность в каждом минерале проявляется по определенному числу направлений: одному (слюды), двум (полевые шпаты), трем (кальцит, галит), четырем (флюорит) или шести (сфалерит). Степень совершенства спайности зависит от строения кристаллической решетки каждого минерала, так как разрыв по некоторым плоскостям этой решетки из-за более слабых связей происходит гораздо легче, чем по другим направлениям. В случае одинаковых сил сцепления между атомами по всем направлениям в кристалле, спайность отсутствует.

Неровная поверхность, получающаяся при раскалывании минералов, называется **излом**. Другими словами **излом** – это способность минералов раскалываться не только по плоскостям спайности, а по сложной неровной поверхности. Различают следующие виды излома:

Раковистый – похожий на внутреннюю поверхность раковины (кварц, халцедон, обсидиан). С раковистым изломом кремня человек познакомился в каменном веке – ведь именно этот тип излома дает такие острые режущие края.

Занозистый – напоминает поперечный излом древесины и свойственен волокнистым минеральным агрегатам – (асбест, амфиболы)

Крючковатый – поверхность излома как бы покрыта мелкими крючочками (самородная медь, серебро и другие ковкие металлы)

Землистый – поверхность излома матовая и как бы покрыта мелкой пылью (каолин)

Ровный – свойственен очень мелкозернистым агрегатам, например, яшмам.

Ступенчатый – возникает у минералов с хорошей спайностью.

Удельный вес (плотность) – соответствует массе минерала в граммах, заключенной в одном кубическом сантиметре его объема и является важным диагностическим признаком, так как колеблется в широких пределах – от 1,5 (бура, мирабилит) до 19-21 (золото и самородная платина). Важно научиться хотя бы приблизительно определять удельный вес минералов, взвешивая кусок минерала на ладони, чтобы различать минералы *легкие, средние, тяжелые и очень тяжелые*. Средним (типичным для подавляющего большинства минералов) является удельный вес 2,5 – 4.

Магнитность Некоторые минералы обладают магнитностью – т.е. способны действовать на магнитную стрелку компаса (сильно отклоняя ее) или притягиваются магнитом. Магнитных минералов очень мало, поэтому магнитность является очень важным диагностическим признаком, нередко позволяющим сразу установить название минерала.

В целом, можно предложить порядок выполнения работы с образцами учебной коллекции:

1. Определить форму минеральных агрегатов
2. Установить сколько минералов присутствует в минеральном агрегате.

Для каждого минерала определить:

- форму выделений (хорошо ограненные кристаллы или же зерна без четкой огранки; по форме – изометричные, удлиненные или уплощенные; в случае хорошо

ограниченных достаточно крупных кристаллов следует попробовать установить сингонию или группу сингоний, основные простые формы);

- оптические свойства: цвет, блеск, цвет черты, прозрачность;
- характер спайности или излома;
- твердость с помощью минералов-эталонов шкалы Мооса либо их заменителей;

После этого нужно попытаться определить минерал с помощью определителя. Каждый минерал необходимо определять только по **совокупности всех признаков**, пользуясь определителями минералов, методом последовательного исключения целых групп минералов, признаки которых не совпадают с признаками определяемого минерала. В первую очередь используются самые очевидные признаки. Если возникла такая необходимость (когда определенные свойства совпадают у нескольких похожих минералов) следует дополнительно определить прочие свойства: магнитность (с помощью компаса), запах (вкус), упругость; проверить, реагирует ли минерал с разбавленной соляной кислотой и т.д.

Ознакомившись с диагностическими свойствами минералов, студенты получают образцы из учебной коллекции и определяют свойства минералов, после чего, используя определитель, диагностируют минералы.

Контрольные вопросы:

1. Что такое минерал?
2. Чем определяется принадлежность минерала к конкретному минеральному виду?
3. Перечислите важнейшие физические свойства минералов.
4. Что такое цвет черты минерала?
5. Почему не определяется цвет черты минералов с высокой твердостью?
6. Что такое побежалость?
7. Что такое спайность? Назовите причины появления спайности.
8. Как оценивается спайность? Шкала спайности.
9. Какой блеск бывает у минералов?
10. Как определяется твердость минералов?
11. Перечислите минералы шкалы твердости Мооса.
12. Чем твердость отличается от спайности?
13. Каким бывает излом минералов?
14. Как определить удельный вес минерала? На какие группы делятся минералы по плотности (удельному весу)?

Литература:

1. Ананьев, В.П. Основы геологии, минералогии и петрографии: Учеб. для вузов [текст] / В.П.Ананьев, А.Д. Потапов. – 2-изд., перераб. и доп. – М.: Высш. шк., 2005.
2. Короновский, Н.В. Геология: учебник [текст] / Н.В. Короновский, Н.А. Ясаманов. - 3-е изд., стер. - М.: АСADEMIA, 2006.
3. Музафаров В.Г. Определитель минералов, горных пород и окаменелостей. /В.Г. Музафаров. – М.: Недра, 1979. – 327 с.
4. Юбельт, Р. Определитель минералов [текст] / Р. Юбельт. – М.: «Мир», 1978.

ПРАКТИЧЕСКАЯ РАБОТА № 2

Т е м а . Горные породы. Магматические горные породы, их структуры и текстуры.

З а д а ч и . Ознакомление студентов с основами классификации и наиболее распространенными типами магматических горных пород, выработка навыков описания и практического определения магматических горных пород.

У ч е б н ы й м а т е р и а л . Учебная коллекция магматических горных пород, таблица структур и текстур магматических горных пород.

М е т о д и к а р а б о т ы .

Как известно, земная кора сложена различными горными породами, которые представляют собой закономерно построенные минеральные агрегаты.

По минеральному составу горные породы могут быть мономинеральными (состоящими только из одного минерала, как, например, кварцит) или полиминеральными (состоящими из нескольких минералов – например, гранит). Поэтому для успешного определения горных пород необходимо хорошее знание диагностических признаков минералов, особенно наиболее широко распространенных (*породообразующих*). К их числу относятся полевые шпаты, кварц, слюды, пироксены, амфиболы, оливин, нефелин, кальцит, доломит и другие.

По происхождению все горные породы можно разделить на три большие группы

- *осадочные* (образующиеся на поверхности Земли в результате экзогенных процессов);

- *магматические* (образующиеся в результате магматической деятельности);

- *метаморфические* (образующиеся в результате изменения, т.е. преобразования в недрах Земли ранее существовавших осадочных и магматических пород).

Происхождение горной породы и условия её образования отражаются в особенностях её сложения, характеризующихся понятиями **структуры** и **текстуры**.

Таким образом, **горная порода** – это природный полиминеральный или мономинеральный агрегат (или скопление аморфного вещества, например вулканического стекла), характеризующийся определенным составом, структурой и текстурой.

Структура – особенности строения горной породы, которые определяются размером и формой и взаимоотношениями слагающих ее зерен (обломков).

Текстура отражает особенности строения горной породы, обусловленные характером взаимного расположения слагающих ее зерен.

Если сравнить горную породу с многоэтажным домом, то структура его будет определяться формой и размерами комнат в каждой квартире (либо преобладающим размером комнат в доме), а текстура – взаимным расположением и характером чередования (закономерным или нет) квартир разной планировки как в пределах каждого этажа, так и во всем здании.

Магматические горные породы.

Как показывает само название, магматические породы образуются в результате кристаллизации (застывания) магмы или лавы. Магма может застывать на глубине, под покровом вышележащих пород и на поверхности, изливаясь в виде лавы. Образовавшиеся на глубине породы называются *интрузивными (плутоническими)*, а возникшие при остывании излившейся на поверхность лавы – *эффузивными (вулканическими)*. В первом случае процесс остывания протекает очень медленно и вся магма успевает закристаллизоваться, поэтому образуются зернистые (*полнокристаллические*) горные породы. Во втором случае породы не всегда успевают полностью закристаллизоваться и в них часто присутствует стекло (*неполнокристаллические*). При извержениях в жерлах вулканических аппаратов часто в результате взрывов возникают скопления разнородного лавового материала. Такие образования называют *экструзивными* породами. Часть продуктов вулканических выбросов состоит из твердых или полурасплавленных раздробленных продуктов извержений (вулканический пепел и песок, лапилли и вулканические бомбы – в совокупности называемые *пирокластическим материалом*). В результате образуются горные породы, которые носят общее название *вулканические туфы*.

Для того, чтобы успешно научиться отличать эффузивные породы от интрузивных, а также магматические горные породы от осадочных и метаморфических, следует запомнить и научиться различать наиболее характерные структуры и текстуры магматических горных пород

Структуры. В зависимости от условий образования (на глубине или на поверхности) можно выделить две основные группы структур – *неполнокристаллические* и *полнокристаллические*. Первые характерны только для эффузивных пород, а вторые для интрузивных.

Среди *неполнокристаллических* структур можно выделить *порфировые* и *афировые* (стекловатые или скрытокристаллические). В *порфировых* структурах невооруженным глазом видны сравнительно крупные (хорошо различимые невооруженным глазом) кристаллы минералов (пироксенов, полевых шпатов, оливина, кварца и т.д.), кристаллизация которых произошла еще до излияния лавы на поверхность. Эти минералы, образовавшиеся в первую стадию, и как бы «плавающие» среди нераскристаллизованной или скрытокристаллической основной массы, называются *порфировые выделения* или *фенокристаллы*.

Среди *полнокристаллических* структур преобладают зернистые, среди которых по относительной величине зерен минералов можно выделить *равномернозернистые* (зерна слагающих их минералов имеют близкие размеры) и *неравномернозернистые* (величина одних зерен существенно – более, чем в 3-5 раз отличается от величины других). *Неравномернозернистые полнокристаллические* структуры интрузивных пород, в отличие от *порфировых неполнокристаллических* структур эффузивных пород называются ***порфировидными***. Среди *равномернозернистых* *полнокристаллических* структур в зависимости от величины зерен минералов выделяются *крупнозернистые* (средний размер выделений минералов более 5 мм), *среднезернистые* (размер выделений минералов 3-5 мм), *мелкозернистые* (размер выделений минералов 1-2 мм) и *тонкозернистые* (размер выделений минералов менее 1 мм). Об очень тонкозернистых плотных породах, отдельные

зерна в которых с большим трудом различаются невооруженным глазом, говорят, что они имеют *афанитовую* структуру.

Среди структур интрузивных пород следует особо отметить *пегматитовую* (графическую или микрографическую) структуру, возникающую при одновременной кристаллизации двух минералов (обычно кварца и полевого шпата), закономерно прорастающих друг в друга. Примером служит пегматит (письменный гранит, еврейский камень), на отполированной поверхности которого как будто видны древние письмена, напоминающие надписи на иврите или арабскую вязь.

Текстуры. Интрузивные породы обычно имеют *массивную* текстуру. Эффузивные породы, кроме того, часто обладают *пористой* текстурой, которая возникает в лавах благодаря удалению газа из расплавов в момент его затвердевания. Пустоты имеют шарообразную или эллипсоидную форму. Если эти пустоты (поры) впоследствии заполняются каким-нибудь минералом (кальцит, халцедон, цеолиты и т.д) или минеральным агрегатом, возникает *миндалекаменная* текстура.

Среди текстур различают *однородную* и неоднородные: *такситовые*, формирующиеся при расположении скоплений темно- и светлоокрашенных минералов в виде отдельных пятен и *директивные* (направленные), образующиеся при субпараллельной ориентировке удлиненных минералов, чередовании различных по цвету, структуре или составу полос (*полосчатые*). Для некоторых эффузивных пород (особенно кислых) характерна *флюидальная* текстура, связанная с течением магмы.

Ознакомившись с основными понятиями, с видами структур и текстур, характерных для эффузивных и интрузивных горных пород, студенты получают образцы магматических горных пород из учебной коллекции. При выполнении работы для каждой горной породы должны быть определены структура, текстура и, на основании этих характеристик, её происхождение (эффузивное или интрузивное).

Контрольные вопросы:

1. Что такое горные породы?
2. Какими понятиями характеризуется строение горной породы?
3. Дайте определение понятиям «структура» и «текстура».
4. На чём основана классификация горных пород? Назовите три основные группы, на которые подразделяются горные породы?
5. На какие две группы подразделяются магматические породы в зависимости от условий застывания расплава?
6. В чём разница между неполнокристаллическими и полнокристаллическими структурами? Какие из них характерны для интрузивных пород, а какие – для эффузивных?
7. В чём различие между афировыми и порфиловыми структурами?
8. Что такое порфировидная структура и чем она отличается от порфировой?
9. Перечислите известные вам разновидности структур, характерные для эффузивных пород.
10. Перечислите известные вам разновидности структур, характерные для интрузивных пород

11. Что такое пористая и миндалекаменная текстуры? Что общего и в чём различие между ними? Для каких пород (эффузивных или интрузивных) эти текстуры характерны?
12. Какие виды неоднородных текстур встречаются в магматических породах?

Литература:

1. Ананьев, В.П. Основы геологии, минералогии и петрографии: Учеб. для вузов [текст] / В.П.Ананьев, А.Д. Потапов. – 2-изд., перераб. и доп. – М.: Высш. шк., 2005.
2. Короновский, Н.В. Геология: учебник [текст] / Н.В. Короновский, Н.А. Ясаманов. - 3-е изд., стер. - М.: АСАСЕМІА, 2006.
3. Юбельт, Р. Определитель горных пород [текст] / Р. Юбельт, П. Штрайер. – «Мир», 1978.
4. Юбельт, Р. Определитель минералов [текст] / Р. Юбельт. – М.: «Мир», 1978.

ПРАКТИЧЕСКАЯ РАБОТА № 3

Т е м а . Классификация магматических горных пород. Практическое определение наиболее распространенных магматических горных пород.

З а д а ч и . Ознакомление студентов с основами классификации и наиболее распространенными типами магматических горных пород, выработка навыков описания и практического определения магматических горных пород.

У ч е б н ы й м а т е р и а л . Учебная коллекция магматических горных пород, шкала Мооса, 10% соляная кислота в капельницах. Наглядные пособия: классификация магматических горных пород, схема описания магматических горных пород.

М е т о д и к а р а б о т ы .

Классификация магматических горных пород основана на их химическом составе, от которого, в свою очередь, зависит состав минеральный.

Основными компонентами магматических горных пород являются: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 . За основу классификации магматических горных пород принято содержание SiO_2 , а также общее (суммарное) содержание щелочей - Na_2O и K_2O (в весовых процентах). В зависимости от содержания SiO_2 выделяют кислые (64-78% SiO_2), средние (53-64% SiO_2), основные (45-53% SiO_2) и ультраосновные породы, содержащие 30-45% SiO_2 . В каждой из этих групп по щелочности (суммарному содержанию Na_2O и K_2O) выделяются породы низкощелочные, умереннощелочные и щелочные.

Среди минералов магматических горных пород различают главные или *породообразующие* минералы, слагающие основную массу породы и *второстепенные* минералы, присутствующие в меньшем количестве (могут и отсутствовать). *Породообразующими* минералами обычно являются кварц, полевые шпаты, пироксены, амфиболы, слюды, оливин, нефелин. Минералы, богатые кремнием и алюминием имеют светлую окраску (полевые шпаты, кварц, мусковит). Минералы, обогащенные железом и магнием темноокрашенные (пироксены, амфиболы, биотит, оливин), поэтому их называют *темноцветными* минералами. По происхождению и времени образования минералы магматических горных пород делятся на *первичные*, которые образуются при кристаллизации самой магмы, и *вторичные*, которые образуются из первичных в процессе последующего изменения пород. *При определении названия магматической горной породы учитываются только количественные соотношения первичных минералов.*

В таблице 2 приводится упрощенная классификация магматических пород (цвет ячеек таблицы соответствует цвету, принятому для обозначения интрузивных пород данного состава на геологических картах). Наряду с интрузивными здесь показаны и аналогичные им по химическому и минеральному составу эффузивные породы. Ниже приводится краткая характеристика наиболее распространенных магматических горных пород, которая дополняет табл. 2 и может оказаться полезной при практическом определении горных пород магматического происхождения.

Таблицей 2 можно пользоваться как простейшим определителем наиболее распространенных групп горных пород. При этом следует иметь в виду, что кроме указанных в ней пород в природе существуют и породы промежуточного состава. Например, между гранитами и диоритами (*гранодиориты*), гранитами и сиенитами (*граносиениты*), диоритами и габбро (*габбродиориты*) и т.д. Содержание кварца в граносиенитах и гранодиоритах более 10-15%, но всегда менее 25% (иначе эти породы следовало бы называть гранитами).

Из табл. 2 видно, что *кислые породы* характеризуются незначительным содержанием темноцветных минералов, высокими содержаниями кварца и общей светлой окраской. Интрузивные породы этой группы - *граниты* являются самыми распространенными из магматических пород на Земле. Эффузивы (*риолиты, риодациты, дациты*) тоже встречаются достаточно часто, но их объем намного меньше.

Гранит имеет светлую окраску розовых и красных иногда светло-серых оттенков. Структура от мелко- до крупнозернистой, часто порфировидная. В составе гранита невооруженным глазом легко можно различить кварц. Минеральный состав гранитов -

кварц - 30-35%, калиевый полевой шпат (микроклин) - около 40%, кислые плагиоклазы - около 10-20%. Для гранитов характерно невысокое содержание темноцветных минералов - до 5-10%.

Риолиты, риодациты и дациты - светлые, белые, сероватые, темные, буроватые, красноватые породы. Структуры их обычно порфиоровые (порфиоровые вкрапленники - плагиоклаз, кварц). Нередко наблюдаются флюидальные и полосчатые текстуры. Между собой они различаются по химическому составу (риолиты - более кислые, чем дациты) и по минеральному (во вкрапленниках в дацитах отсутствует кварц и калиевый полевой шпат).

Средние магматические породы также характеризуются сравнительно светлой (серой – породы нормального ряда; розовой или розовато-серой – умеренно-щелочного ряда) окраской, но в отличие от кислых пород или совсем не содержат кварца или содержат его мало (менее 10-15%). Содержание же темноцветных минералов в них, наоборот, выше, чем в кислых (до 30-35%). Средние породы, как и кислые широко распространены, причем эффузивные породы пользуются большим распространением по сравнению с интрузивными. К интрузивным породам нормального ряда относятся *диориты*, а умеренно-щелочного – *сиениты*. Их эффузивными аналогами являются, соответственно *андезиты* и *трахиты*.

Диорит - порода серого, розовато-серого, серо-зеленого цвета. Они состоят на 60-70% из светлоокрашенных минералов и на 30-40% из темноцветных. Минеральный состав - средний плагиоклаз, роговая обманка. Из второстепенных минералов - биотит, калиевый полевой шпат, кварц, могут присутствовать пироксены. Если количество кварца достигает 5-10%, то породу называют *кварцевым диоритом*. Могут отмечаться переходные различия к габбро (*габбродиорит*), граниту (*гранодиорит*).

Сиениты - породы розоватого, светло-серого, розовато-серого цветов. Минеральный состав - плагиоклаз 15-20%, калиевый полевой шпат (микроклин или ортоклаз) - 60-70%, пироксены (диопсид), амфиболы (роговая обманка, актинолит), биотит. Содержание темноцветных минералов - до 15%. Второстепенные - кварц, оливин, аксессуарные - апатит, сфен, циркон, магнетит, титаномагнетит. В случае, если сиенит содержит кварц в количестве 5-15%, то он называется *кварцевым сиенитом* (является переходной породой к гранитам и граносиенитам). Существуют также переходные породы к гранитам (*граносиенит*, содержит 10-20% кварца), к габбро (*габбросиенит*), к диоритам (*монзонит*, в котором количество калиевых полевых шпатов и плагиоклаза примерно равное),

Андезиты обычно имеют порфиоровую структуру и разнообразную окраску основной массы - от темно-серой почти черной до светло-серой, желтовато-серой. Порфиоровые выделения представлены плагиоклазом и темноцветными минералами (пироксены, роговая обманка, редко биотит, оливин) минералами. Плагиоклаз часто имеет зональное строение (от более основного к более кислому). Основная масса состоит из среднего плагиоклаза, моноклинного пироксена, тонкой сыпи магнетита, вулканического стекла. Текстура андезитов – массивная или пористая. **Андезиты** (особенно темноокрашенные) визуально часто бывает сложно отличить от базальтов, т.к. они

образуют с последними непрерывные переходы, поэтому для точного определения названия породы нередко не обойтись без химического анализа.

Трахит - светло-серая, розовая, розоватая, серо-розовая, часто красноватая, лилово-бурая, вишнево-красная порода. Структуры - обычно порфиоровые (количество порфировых вкрапленников может достигать 60%) и афировые. Текстуры - массивные, полосчатые, трахитоидные, иногда флюидальные. Минеральный состав - вкрапленники представлены плагиоклазом, калишпатом, роговой обманкой и биотитом, редко отмечаются пироксен и оливин. Основная масса - вулканическое стекло (обычно не превышает 20% от объема породы) или продукты его раскristаллизации, калиевый полевой шпат, плагиоклазы, диопсид, рудные минералы, апатит. Существуют породы, переходные от трахитов к андезитам (**трахиандезит**).

В **основных породах** темноцветных минералов обычно более 40% (да и основные плагиоклазы обычно окрашены в темно-серый, иногда почти черный цвет), поэтому все они имеют темную (темно-зеленую, темно-серую, иногда почти черную) окраску. Основные породы занимают значительное место по распространенности на Земле. С ней может сравниться только группа кислых пород. Наиболее распространены вулканические породы, интрузивные же занимают около 3% среди всех пород. Среди интрузивных основных пород резко преобладают габбро, а среди эффузивных – базальты.

Габбро - плотные массивные породы от мелко- до крупнозернистых. Текстуры разнообразны - массивные, полосчатые, директивные. Состоит из плагиоклаза и пироксена (примерно в равных количествах). Из второстепенных минералов могут присутствовать оливин, роговая обманка, биотит, кварц, калиевый полевой шпат.

Базальты - породы черного, зеленовато-черного цвета, порфиоровые или афировые. Для них характерна пористая или миндалекаменная текстура, но наблюдается и массивная. По внешнему виду они нередко очень похожи на андезиты.

Ультраосновные породы состоят исключительно из темноцветных минералов – оливина, пироксенов и роговой обманки, поэтому и окраска их обычно темно-зеленая до черной. Все ультраосновные породы тяжелые. Их плотность 3-3,4. Ультраосновные породы распространены незначительно. Эту группу магматических пород часто называют гипербазитами, ультрабазитами. Среди интрузивных ультраосновных пород в зависимости от минерального состава выделяются преимущественно оливиновые породы – *дуниты и оливиниты* и оливин-пироксеновые - *перидотиты*.

Дуниты и оливиниты - темно-зеленые, темно-серые до черного цвета породы, мелкозернистые, как правило, массивные, плотные, иногда отмечается полосчатая текстура. Структуры их мелко-, среднезернистые. Состав оливин – более 90%, второстепенные минералы - магнетит (в оливинитах), хромит (в дунитах).

Перидотиты имеют темно-зеленую, черную окраску, обычно плотной текстуры, наряду с зернистыми встречаются порфировидные структуры. Состоят из оливина (40-90%) и пироксенов.

Эффузивные ультраосновные породы - это породы семейства пикритов, **Пикриты** - на выветрелой поверхности обычно имеют темно-бурую окраску, а на свежем изломе - темно-зеленые, почти черные. Текстура - массивная, реже флюидально-директивная и

миндалекаменная. Эффузивные породы ультраосновного состава визуально определяются с большим трудом, т.к. обычно они превращены в серпентиниты и признаки их вулканогенного генезиса часто стерты наложенными процессами.

Щелочные породы могут быть как светлоокрашенными, так и темноокрашенными (в зависимости от содержания темноцветных минералов). Они не содержат кварца, но содержат нефелин и/или щелочные амфиболы и пироксены. Щелочные породы в составе земной коры имеют ограниченное распространение. Ниже приводится краткая характеристика некоторых из них.

Уртит - порода светло-серого цвета, средне- крупнозернистая массивной текстуры. Состав - нефелин (80-85%) и щелочные пироксены (обычно эгирин). Уртит является рудой на алюминий.

Нефелиновые сиениты - светлые, серые, розовато-серые, крупно- или среднезернистые породы. Текстура - массивная, трахитоидная, полосчатая, часто эти породы неравномернозернистые (порфиroidные). Минеральный состав - калиевые и натриевые полевые шпаты (60-70%), нефелин (10-30%), темноцветные минералы - 10-25%. Нефелиновые сиениты также являются сырьем на алюминий. **Кимберлит** - относится к семейству щелочных пикритов. Окраска кимберлитов - разнообразная и зависит от степени их изменения (серпентинизация, карбонатизация). Наиболее часто встречаются темная зеленовато-черная, светлая голубовато-серая или буровато-желтая (оранжевая). Для кимберлитов очень характерен порфиroidный облик (подавляющая часть фенокристаллов (ксенокристаллов) образована угловато-округлыми зернами оливина, частично или полностью замещенного серпентином и/или карбонатом. Нередко наблюдается брекчиевая текстура. Структура основной массы скрытокристаллическая. Для кимберлитов характерно залегание в виде трубок взрыва, размерами до 20×30×1000 м и более.

Особую группу пород составляют *пирокластические* и *вулканогенно-обломочные* породы. *Пирокластические породы* занимают промежуточное положение между магматическими эффузивными и чисто осадочными и представляют особую группу пород, широко распространенных в областях интенсивного вулканизма, как современного, так и древнего. Туфы состоят из обломков (остроугольных или оплавленных). Размер пирокластических обломков варьирует в широких пределах. От долей миллиметра («вулканический пепел») до нескольких метров в поперечнике. Обломки размерами от горошины до грецкого ореха (примерно от 1 до 5 см) чаще всего называют лапилли (от итальянского «*lapilli*» – камешки). Крупные обломки (более 20 см) остроугольной формы называются вулканическими глыбами, а оплавленные обломки того же размера округлой, веретеновидной и караваеобразной формы – вулканическими бомбами.

Если в туфах обломки сплавлены («сварены») друг с другом, такие туфы называют спекшимися. Цемент остальных туфов может состоять как из более мелкого пирокластического материала, так и новообразованных минералов (хлорита, кальцита, эпидота, цеолитов). По размеру частиц различают тонкообломочные (диаметр около 0,1 мм), мелкообломочные - (до 1 мм), крупно- и грубообломочные (более 1 мм). Цвет туфов зависит от состава и изменяется от светло-серых и розовых у кислых пород до темно-серых и зеленовато-серых у основных туфов. Называются туфы по составу вулканогенного материала - андезитовый, базальтовый и т.п.

По соотношению вулканогенного и осадочного материала выделяются туфы, туффиты, туфопесчаники и песчаники с примесью пирокластического материала. Границей между туфами и туффитами является 10% примеси осадочного материала, а между туффитами и туфопесчаниками – содержание терригенного материала осадочного происхождения более 50%. Визуально мелкообломочные пирокластические (туфы) и вулканогенно-осадочные (туффиты, туфопесчаники) породы часто неразличимы.

Рекомендации по определению магматических горных пород

Можно предложить следующую упрощенную схему практического определения наиболее распространенных видов магматических горных пород.

При определении названия магматической горной породы сначала нужно выяснить является ли она *интрузивной* (глубинной), либо *эффузивной*. Для этого необходимо установить какая у неё структура - полнокристаллическая или неполнокристаллическая. Кроме структурных особенностей в определении условий формирования пород могут помочь и их текстурные особенности. Пористые и миндалекаменные, а также флюидалные текстуры наблюдаются у эффузивных пород. В случае, если по текстурно-структурным особенностям установлено, что порода интрузивная, следует определить ее минеральный состав. Для этого необходимо научиться узнавать наиболее распространенные в магматических горных породах (главные или породообразующие) минералы – кварц, полевые шпаты, пироксены, амфиболы, слюды, оливин и нефелин. Зерна кварца в подах обычно имеют неправильную форму. Окраска его чаще всего светло-серая, спайность отсутствует. Среди полевых шпатов обычно можно визуально отличить калиевые полевые шпаты от плагиоклазов. Для калиевых полевых шпатов более характерны розовые или красные тона окраски, пертиты. Плагиоклазы обычно окрашены в серый цвет (от светло-серого, почти белого у кислых до темно-серого, почти черного, у основных), а также нередко имеют зональное строение. В *крупных зернах* можно по характеру спайности и форме поперечных сечений отличить амфиболы (чаще всего встречается обыкновенная роговая обманка) от пироксенов. Роговая обманка обычно образует длиннопризматические кристаллы с ромбическим (или почти шестиугольным) поперечным сечением. Углы между направлениями спайности примерно 60° и 120° (их можно определить либо по трещинкам спайности, иногда хорошо заметным в поперечном сечении, либо по углам между блестящими плоскостями спайности в продольном сечении). Пироксены обычно имеют менее вытянутую, короткостолбчатую форму с квадратным или почти восьмиугольным поперечным сечением. Угол между направлениями спайности у них всегда почти прямой (87° и 93°). Оливин отличается от пироксенов и амфиболов округлой формой зерен и отсутствием спайности. Нефелин, отличие от похожих на него полевых шпатов не обладает спайностью, а в отличие от кварца имеет меньшую твердость и характерную шестиугольную или квадратную форму поперечных сечений. Слюды легко узнаются по пластинчатой форме кристаллов и весьма совершенной спайности. После определения минерального состава и приблизительных содержаний каждого минерала, пользуясь таблицей 2, следует обратить внимание и на окраску породы. Если порода светлоокрашенная (светло-серая, розовая), в ней есть кварц и его больше 25%, то порода – кислая (*гранит*). Если кварца нет или его мало, порода

сравнительно светлоокрашенная (темноцветных минералов меньше 35-40%) и отсутствует нефелин, то порода средняя (нормального или умеренно-щелочного ряда). Розовые тона окраски обычно свидетельствуют о преобладании среди полевых шпатов калиевого полевого шпата и такую породу можно назвать *сиенитом*. Серые тона окраски породы свидетельствуют о преобладании в составе полевых шпатов плагиоклаза, поэтому, пользуясь таблицей, можно легко определить, что, вероятнее всего, это *диорит*. Если же в породе одновременно присутствуют и нефелин, и полевые шпаты – это нефелиновый сиенит (средняя порода щелочного ряда). Для основных и ультраосновных пород характерны высокие содержания темноцветных минералов (пироксенов, амфиболов, оливина) и, соответственно темная (темно-серая, зеленая и темно-зеленая окраска). В отличие от основных пород (*габбро*) в ультраосновных породах (*дунит, перидотит*) нет и кварца, и полевых шпатов, но гораздо чаще и в значительно большем количестве присутствует оливин (до 100% в дуните). Следует иметь в виду, что не всегда можно визуально с легкостью отличить ультраосновные породы от основных, так как плагиоклазы с высоким содержанием анортита (лабрадор и битовнит) нередко имеют темно-серую или почти черную окраску и с большим трудом (по характеру спайности, иногда иризации) отличаются от темноцветных минералов (пироксенов и амфиболов). Окраска щелочных интрузивных пород (как среднего, так и ультраосновного состава) может быть различной от светло-серой и серой до темно-серой и темно-зеленой. Они отличаются присутствием нефелина, для которого, как уже отмечалось ранее, характерны, в отличие от полевых шпатов, квадратные или шестиугольные поперечные сечения, отсутствие спайности и, в отличие от кварца, жирный или восковой блеск, интенсивные вторичные изменения, более низкая твердость. В ультраосновных щелочных породах (ийолиты, уртиты) нет полевых шпатов.

Определение названия эффузивной горной породы обычно вызывает значительно большие затруднения, чем в случае интрузивных пород, в связи с тем, что в эффузивах не все минералы успели образовать достаточно крупные кристаллы, а состав вулканического стекла (особенно, в случае его значительных вторичных изменений или перекристаллизации) в большинстве случаев визуально не определяется с достаточной точностью. Как правило, невооруженным глазом хорошо различимы только минералы порфировых выделений (фенокристаллы). Приступая к практическому определению наиболее распространенных эффузивных пород, следует иметь в виду, что эффузивы кислого состава (*риолиты, риодациты*) обычно имеют сравнительно светлую (светло-розовую, светло-серую, буроватую, коричневую) окраску, за исключением *обсидиана* (вулканическое стекло), который часто бывает темно-серым или черным (для него характерен смолистый или стеклянный блеск и раковистый излом). Как правило, чем более кислый состав имеет порода, тем светлее у неё окраска. Соответственно, с увеличением основности породы её окраска становится темнее. Если структура кислой эффузивной породы порфировая, то в составе порфировых вкрапленников в *риолитах* (в отличие от *риодацитов* и дацитов) обычно присутствует кварц. Средние эффузивные породы – *андезиты* (аналоги диоритов) обычно имеют серую, зеленовато-серую, зеленую окраску. Порфировые вкрапленники чаще всего состоят из плагиоклаза и/или пироксена, кварц отсутствует. Эффузивные аналоги сиенитов – трахиты обычно имеют красноватую, кирпичную, лиловатую окраску. В составе порфировых вкрапленников обычно

преобладает калиевый полевой шпат или кислый плагиоклаз. Эффузивные основные (базальты) и ультраосновные (*пикриты*) визуально очень похожи (особенно, если породы *афировые*, то есть не содержат порфировых вкрапленников). Так же как и для их интрузивных аналогов, для них характерны темные (темно-серые, темно-зеленые, зеленовато-черные, черные) окраски. В порфировых выделениях в *базальтах* может присутствовать плагиоклаз, оливин, пироксен. Ультраосновные эффузивы (*пикриты*) отличаются от основных (базальтов) более высоким удельным весом (3,2 – 3,4), но это различие сложно заметить, взвешивая образцы на руке. Не всегда по внешнему виду базальты можно уверенно отличить и от андезитов.

Нефелинсодержащие щелочные эффузивы (*фонолиты*) отличаются своеобразными структурами, обусловленными присутствием порфировых вкрапленников нефелина, имеющего характерные шестиугольные или квадратные поперечные сечения.

После предварительного определения названия магматической горной породы, следует для контроля его правильности, еще раз обратиться к таблице 2 и проверить насколько полно соответствуют признаки определяемой породы приведенным в таблице (минеральный состав, окраска, структура, текстура и т.д.). В случае необходимости можно дополнительно сравнить определяемый образец с образцами магматических горных пород из эталонной коллекции.

При описании магматической горной породы удобно придерживаться следующей схемы:

1. *Название породы (записывается в последнюю очередь, после определения всех остальных признаков).*

2. *Структура.*

3. *Текстура.*

4. *Цвет (на свежем сколе и выветрелой поверхности, если он различен).*

5. *Минеральный состав (в случае порфировой или порфировидной структур отдельно описывается состав порфировых выделений и отдельно – основной массы породы). Можно привести результаты определения основных физических свойств или диагностические признаки породообразующих минералов (для подтверждения правильности их определения). Желательно для каждого минерала привести количественную (в объемных %) или хотя бы полуколичественную оценку его содержания (резко преобладает, преобладает, в большом количестве, мало, единичные выделения и т. д.).*

6. *Прочие особенности.*

Ознакомившись с принципами классификации магматических горных пород и методикой их диагностики, студенты получают образцы горных пород и приступают к их определению. При выполнении работы следует использовать таблицу классификации магматических пород и опираться на изложенные выше рекомендации.

Контрольные вопросы:

1. На чём основана классификация магматических горных пород?

2. Содержание каких компонентов положено в основу классификации?

3. Что такое породообразующие минералы?

4. Какие минералы обычно бывают породообразующими в магматических горных породах?

5. В чём разница между первичными и вторичными минералами магматических пород? Содержание которых из них используется для диагностики магматической породы?

6. Назовите примеры кислых интрузивных и эффузивных пород.

7. Назовите примеры средних эффузивных и интрузивных пород.

8. Назовите примеры основных интрузивных и эффузивных пород.

9. Назовите примеры ультраосновных интрузивных и эффузивных пород.

10. Назовите примеры низкощелочных магматических пород различной кремнекислотности.

11. Назовите примеры умеренно-щелочных магматических пород различной кремнекислотности.

12. Назовите примеры щелочных магматических пород различной кремнекислотности.

13. Что такое пирокластические и вулканогенно-обломочные породы? Как они подразделяются?

14. Как кислые магматические породы отличаются от основных по окраске?

15. Присутствие какого минерала обязательно в кислых горных породах в отличие от всех остальных?

16. Породы какой группы не содержат полевых шпатов?

17. Для каких пород характерно присутствие нефелина?

Литература:

1. Ананьев, В.П. Основы геологии, минералогии и петрографии: Учеб. для вузов [текст] / В.П.Ананьев, А.Д. Потапов. – 2-изд., перераб. и доп. – М.: Высш. шк., 2005.

2. Короновский, Н.В. Геология: учебник [текст] / Н.В. Короновский, Н.А. Ясаманов. - 3-е изд., стер. - М.: АСADEMIA, 2006.

3. Юбельт, Р. Определитель горных пород [текст] / Р. Юбельт, П. Штрайер. – «Мир», 1978.

4. Юбельт, Р. Определитель минералов [текст] / Р. Юбельт. – М.: «Мир», 1978.

ПРАКТИЧЕСКАЯ РАБОТА № 4

Т е м а . Метаморфические горные породы.

З а д а ч и . Ознакомление студентов с основами классификации и наиболее распространенными типами метаморфических горных пород, характерными для них структурами и текстурами, выработка навыков описания и практического определения метаморфических горных пород.

У ч е б н ы й м а т е р и а л . Учебная коллекция метаморфических горных пород, шкала Мооса, 10% соляная кислота в капельницах. Наглядные пособия:

Классификация метаморфических горных пород, схема описания метаморфических горных пород.

М е т о д и к а р а б о т ы .

Метаморфизм (от греческого «метаморфозос» - преобразование, изменение) - процесс изменения минерального состава, структуры, текстуры исходных пород (осадочных, магматических) под воздействием, давления (P), температуры (T) и химически активных веществ.

Метаморфические породы можно разделить по условиям образования, т.е. видам метаморфизма и масштабам его проявления. Наибольшее распространение имеют метаморфические горные породы, образовавшиеся в результате *регионального метаморфизма*, захватывающего обширные участки земной коры. Менее распространены продукты *локального метаморфизма* (*контактового* и *динамометаморфизма*, проявляющихся соответственно лишь вблизи контактов интрузивных тел и зон разрывных нарушений). Метаморфизм может происходить без изменения химического состава исходной породы (т.е. без привноса или выноса химических компонентов), либо с существенным изменением первоначального химического состава пород (метасоматические преобразования или *метасоматоз*).

Структуры и текстуры метаморфических пород имеют как черты сходства со структурами и текстурами осадочных и магматических пород, так и существенные отличия. Так как главными факторами метаморфизма являются температура и давление, для метаморфических пород характерны *зернистые* или *бластические структуры*, возникшие в результате перекристаллизации в твердом состоянии. «Бласт»-новообразованный минерал, поэтому процесс перекристаллизации минералов при метаморфизме называется *бластезом*. Среди *кристаллобластических* (*кристаллобластовых*) структур по размеру зерен выделяются крупно-, средне-, мелко- и тонкозернистые, а по форме выделений минералов – зернистые или *гранобластовые* (характерны изометричные формы слагающих породу минералов), волокнисто-зернистые или *нематобластовые* (минералы, слагающие породу, имеют удлиненно-призматический облик), листоватые, чешуйчатые или *лепидобластовые* (порода сложена минералами листоватого или чешуйчатого облика) и т.д. *структуры*, что связано с приспособлением минералов к условиям кристаллизации при сильном давлении. Не следует путать подобные структуры со структурами интрузивных магматических пород, возникшими в результате кристаллизации минералов из расплава. По соотношению относительных размеров зерен выделяются равномернозернистые и неравномернозернистые структуры. *Неравномернозернистая* или *порфиробластовая* (аналог порфировидной у магматических пород) *структура* весьма характерна для метаморфических пород. Типичные минералы порфиробластов - *гранаты, ставролит, дистен (кианит)*.

Для динамометаморфических пород характерны *катакластическая* и *милонитовая* структуры. *Катакластическая структура* отличается раздроблением и деформацией многих минералов. Не следует путать ее со структурами осадочных терригенных (обломочных) пород. В осадочных породах, в отличие от метаморфических, обломки минералов не деформированы и часто в той или иной степени окатаны. *Милонитовая структура* – крайне тонкозернистая, отдельные обломки минералов не различимы

невооруженным глазом, так как они перетерты в тонкий порошок и перекристаллизованы (полностью или частично). В метаморфических породах иногда сохраняются *реликтовые структуры* - структуры, в которых отчетливо виден структурный узор исходных пород.

Текстура метаморфических пород нередко *сланцеватая* (типична для регионального и дислокационного метаморфизма), которая отличается тем, что при легком ударе порода легко распадается на отдельные плитки или пластинки, что является следствием параллельной ориентировки пластинчатых минералов (для сравнения: эта текстура чем-то напоминает весьма совершенную спайность в минералах или плитчатую отдельность в осадочных породах). В случае, если текстура массивная, она может быть как однородной (минеральный состав и структура во всех участках породы примерно одинаковы (например, мрамор, кварцит, роговик), так и неоднородной: *пятнистой*, *полосчатой*, *плойчатой*, *узловатой* и *очковой* (так как перекристаллизация пород в подавляющем большинстве случаев происходит в твердом состоянии, без образования расплава и вновь возникающие минералы распределяются в породе неравномерно). *Пятнистая текстура* обусловлена наличием в породе участков (пятен), отличающихся по составу, цвету, устойчивости к выветриванию; *полосчатая текстура* проявляется в чередовании различных по составу полос; *узловатая* обусловленная неравномерным распределением достаточно крупных выделений новообразованных минералов (или их скоплений) среди более мелкозернистой основной массы в виде своеобразных «узелков»; *плойчатая* – когда под влиянием направленного давления (стресса) порода смята в мелкие складки; *очковая текстура* определяется наличием округлых или овальных агрегатов минералов среди более мелкозернистой, часто сланцеватой основной массы породы. *Брекчиевая текстура* (похожа на соответствующую текстуру осадочных горных пород) характеризуется присутствием достаточно крупных угловатых обломков среди более мелкодробленой (иногда перекристаллизованной) основной массы.

Регионально-метаморфизованные горные породы – продукты регионального метаморфизма, главными факторами которого являются температура и давление. Наиболее распространенными среди них являются филлиты, зеленые и кристаллические сланцы, гнейсы, мраморы, кварциты.

Филлиты - Это тонкосланцеватые, мелкозернистые породы разнообразной окраски (зеленоватой, серой, черной и т.д.), способные расщепляться при ударе на тончайшие пластинки. На плоскостях сланцеватости они имеют шелковистый блеск (обусловлен присутствием мелких чешуек слюд и слюдоподобных минералов). Состав - серицит, хлорит, биотит, кварц, альбит, причем наибольшее распространение имеют серицит и кварц. Количество чешуйчатых минералов в породе - более 50%. Это - продукт зеленосланцевой фации метаморфизма, самой низкотемпературной ее ступени. Разновидности филлитов (и глинистых сланцев), хорошо раскалывающиеся на тонкие ровные плитки, называются *кровельными сланцами*. Они плотные. Вязкие и водонепроницаемые, поэтому служат хорошим материалом для покрытия крыш.

Зеленые сланцы - сланцеватые породы, преимущественно различных оттенков зеленого цвета, которые своей окраской обязаны присутствию значительного количества зеленых минералов (хлорит, актинолит и др.). Состав - хлорит, актинолит, эпидот, тальк, кварц, альбит, кальцит. Для них нередко характерно чередование слоев разного

минерального состава. В зависимости от преобладания тех или иных минералов выделяют хлоритовые, хлорит-актинолитовые, тальк-хлоритовые, кварц-альбит-мусковит-хлоритовые и т.д. сланцы (преобладающий минерал в названии указывается последним). Как и филлиты, образуются в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма, но при более высоких температуре и давлении.

Кристаллические сланцы метаморфизованные сильнее, чем зеленые сланцы сланцеватые породы. В отличие от филлитов и зеленых сланцев не содержат глинистых минералов, хлорита и серицита (в условиях высоких давлений и температур эти минералы неустойчивы). Породообразующими минералами в них являются слюды (биотит и мусковит), кварц, гранат (альмандин), дистен, графит и др. Наиболее распространены слюдяные кристаллические сланцы, состоящие из слюды и кварца. Образуются кристаллические сланцы в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма.

Амфиболиты - массивные, реже сланцеватые, пятнистые породы, темно-зеленого, черного, серо-зеленого цветов. В минеральном составе резко преобладают амфиболы (роговая обманка, актинолит) и плагиоклаз; могут присутствовать эпидот, кварц, гранат, биотит. По составу похожи на габбро, отличаются по текстуре. Образуются в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций за счет основных магматических пород и мергелей.

Гнейсы – очень похожи на граниты по химическому и минеральному составу, но отличаются от них текстурой – гнейсовой или полосчатой, обусловленной чередованием полос светлых (кварц, полевые шпаты) и темных (биотит, роговая обманка и др.) минералов, по которой легко определяются. В некоторых гнейсах присутствуют крупные кристаллы полевого шпата среди более мелкозернистой основной массы (очковая текстура). Кроме кварца, плагиоклаза и темноцветных минералов в гнейсах часто присутствует гранат (иногда как породообразующий минерал). Наиболее распространены биотитовые и роговообманковые гнейсы. Образуются в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации за счет магматических пород кислого состава (ортогнейсы) и осадочных пород (парагнейсы).

Гранулиты – глубоко метаморфизованные, обычно светлоокрашенные породы кварц-полевошпатового состава, часто с гранатом. Нередко содержат графит. Текстура массивная или гнейсовая, структура - мелко-, реже среднезернистая. Образуются в условиях гранулитовой фации, преимущественно, за счет песчаников.

Эклогиты - продукты высокотемпературной фации высоких давлений (эклогитовой). Это зернистые породы зеленого, темно-зеленого цветов, массивные или пятнистые. Состоят из зеленого пироксена (омфацита) и граната, могут присутствовать кварц, дистен и др. Образуются в условиях эклогитовой фации (при очень высоких давлениях). Встречаются редко.

Кроме того, продуктами регионального метаморфизма, очень широко распространенными в земной коре, являются мраморы, кварциты и яшмы.

Мрамор представляет собой отчетливо зернистую метаморфическую породу, состоящую из одного минерала – кальцита. По структуре выделяют мелко-, средне- и крупнозернистые мраморы. Цвет разнообразный: белый, голубой, серый, розовый, черный и т.д.. Нередко встречаются полосчатые, пятнистые и др. окраски. Отличаются невысокой

твердостью (не оставляют царапины на стекле, т.к. твердость кальцита=3) и бурно реагируют с разбавленной HCl. Образуются при метаморфизме известняков. Следует иметь в виду, что при метаморфических преобразованиях доломитов образуются доломитовые мраморы (встречаются значительно реже кальцитовых), которые с соляной кислотой реагируют только в порошке.

Кварциты – массивные плотные зернистые породы (внешне очень похожи на мрамор), состоящие главным образом из кварца. Цвет обычно светлый – белый, серый, желтоватый, буроватый, розовый. От мраморов отличаются высокой твердостью (кварц легко царапает стекло) и отсутствием реакции с соляной кислотой. Кварциты образуются при метаморфизме кварцевых песчаников и кремнистых пород.

Ультраметаморфизм происходит на больших глубинах, характеризуется высокотемпературным режимом и высоким давлением. Происходит частичное плавление горных пород. Этот тип метаморфизма - промежуточный между собственно метаморфизмом и магматизмом. Продукты ультраметаморфизма - *мигматиты* и некоторые другие породы, образующиеся за счет частичного плавления исходных пород при высоких температурах и давлениях в условиях высоких ступеней амфиболитовой и гранулитовой фаций. Мигматиты часто наблюдаются среди гнейсов и амфиболитов.

Контактово-метаморфические породы - метаморфические горные породы, возникшие в результате контактового метаморфизма (на границе с магматическими телами, ведущий фактор – *температура*). Среди них можно выделить 2 группы: 1) породы, испытавшие только термальный изохимический (без изменения химического состава) метаморфизм (роговики, пятнистые и узловатые сланцы); 2) породы, химический состав которых существенно изменился в результате привноса или выноса каких-либо компонентов (метасоматиты, например, скарны).

Роговики – породы, представляющие собой измененные в контакте с интрузией тонкообломочные терригенные осадочные породы (аргиллиты, алевролиты), преобразованные под влиянием высокой температуры (но не переплавленные) в очень плотные, прочные мелко- и тонкозернистые породы. Это тонко-, мелкозернистые породы, лишенные сланцеватости и раскалывающиеся при ударе на остроугольные обломки с характерным раковистым изломом. Цвет - серый, черный за счет примеси углеродистого вещества, биотита, может быть темно-зеленый и др. Текстуры - массивные, реже полосчатые. По мере удаления от контактов интрузии роговики могут переходить в так называемые узловатые или пятнистые сланцы, которые представляют собой не полностью, а лишь частично прекристаллизованные тонкообломочные терригенные осадочные породы, в которых новообразованные минералы образуют скопления в виде «узлов» и пятен.

Контактовые мраморы образуются за счет карбонатных пород. Цвет их - белый, серый, розовый, это кристаллические массивные породы с пятнистой или полосчатой текстуры. На 90% они сложены карбонатными минералами (кальцит, доломит). Мраморы образуются из карбонатных осадочных пород также в процессе регионального метаморфизма. Визуально мраморы различного происхождения практически неразличимы.

Кварциты – возникают в результате перекристаллизации кремнистых пород и кварцевых песчаников. Тоже визуально не отличимы от продуктов регионального метаморфизма.

Метасоматические породы весьма разнообразны. Образуются либо на контакте с интрузиями, либо вблизи зон повышенной проницаемости для гидротермальных растворов (разломов).

Скарны - породы, образовавшиеся по карбонатным породам на контакте с интрузиями. Это зернистые породы массивной, полосчатой, пятнистой текстуры. Цвет их определяется минеральным составом - зеленый, темно-зеленый, серый. Выделяют *известковые* скарны (образовавшиеся по известнякам или мраморам) и *магнезиальные* скарны (по доломитам, магнезитам). Для известковых скарнов характерны гранат, пироксены. Для магнезиальных - пироксены, форстерит, шпинель, магнетит, кальцит, периклаз, плагиоклаз, гранат. Со скарнами связаны месторождения многих металлов - свинца, цинка, золота, железа и др.

Грейзены - образуются вокруг интрузий кислых пород (иногда в кровле самих интрузий), богатых кремнеземом и летучими. Минеральный состав: - кварц, мусковит, лепидолит, флюорит, турмалин, часто присутствуют - берилл, касситерит, циркон и др. Существуют также *автометасоматические* породы (на заключительных стадиях формирования магматических горных пород, отделившийся от расплава флюид метаморфизует ранее образованные породы). К таким породам кроме грейзенов нередко относятся альбититы, кварц-полевошпатовые метасоматиты, а также серпентиниты, образующиеся за счет ультраосновных пород (хотя серпентинизация происходит также и в результате процессов регионального метаморфизма и динамометаморфизма).

Динамометаморфические породы. В зонах разрывных тектонических нарушений в результате дробления и истирания исходных пород образуются Его продукты - тектонические брекчии, катаклазиты и милониты. Главный фактор - *стрессовое давление*.

Тектоническая брекчия - порода состоит из различных по размеру обломков и цементирующей массы из более тонкоизмельченного материала. Порода имеет плотное сложение.

Катаклазиты представляют собой более интенсивно раздробленные породы. Дроблению, а часто и деформации подвержены не только участки породы, но и слагающие ее минералы. По обломкам чаще всего можно узнать состав и установить название исходной породы.

Милониты отличаются от катаклазитов еще большей степенью дробления материала, обломки дополнительно перетираются при перемещении отдельных блоков вдоль разрывных нарушений и образуются тонкоперетертые плотные (иногда даже стеклоподобные) породы. Для них характерен микроскопический размер обломков, отчетливо сланцеватая текстура, иногда сохраняются реликты уцелевших от истирания зерен - порфирокласты.

Следует учитывать, что в природе часто встречаются *полиметаморфические* породы (то есть породы неоднократно испытывавшие метаморфизм одного и того же (но различной интенсивности) или разных типов).

Рекомендации по определению метаморфических горных пород.

Как и при определении магматических горных пород, определение метаморфических горных пород необходимо начинать с изучения их структур, текстур (это имеет большое значение для того, чтобы установить тип метаморфизма) и минерального состава. Следует учитывать, что набор породообразующих минералов в метаморфических породах значительно шире, чем в магматических, поэтому гораздо чаще придется пользоваться определителями минералов. Описание метаморфических пород можно проводить примерно по той же схеме, что и магматических:

1. *Название породы (как обычно, записывается в последнюю очередь, после определения всех остальных признаков).*

2. *Структура.*

3. *Текстура.*

4. *Цвет (на свежем сколе и выветрелой поверхности, если он различен)*

5. *Минеральный состав (в случае неравномернозернистых структур отдельно описывается состав порфиробластов и отдельно – основной массы породы). Можно привести результаты определения основных физических свойств или диагностические признаки породообразующих минералов (для подтверждения правильности их определения). Желательно для каждого минерала привести количественную (в объемных %) или хотя бы полуколичественную оценку его содержания (резко преобладает, преобладает, в большом количестве, мало, единичные выделения и т.д).*

6. *Крепость (по 3-х балльной шкале).*

7. *Прочие особенности.*

Для того, чтобы уверенно различать метаморфические породы между собой и отличать их от осадочных и магматических пород, имеющих похожий минеральный состав необходимо внимательно познакомиться с образцами из эталонной коллекции горных пород и запомнить их основные признаки. Следует обратить особое внимание на признаки сходства и различия гнейсов и гранитов, габбро и амфиболитов, филлитов, зеленых и кристаллических сланцев, а также мраморов, кварцитов и серпентинитов.

Ознакомившись с принципами классификации метаморфических пород, характерными для них структурами и текстурами, рекомендациями по диагностике, студенты получают образцы метаморфических пород из учебной коллекции и выполняют задания по их определению.

Контрольные вопросы:

1. Что такое метаморфизм?
2. Как подразделяются метаморфические горные породы?
3. Какие структуры характерны для метаморфических горных пород?
4. Что такое бластез?
5. Что такое катакластическая и милонитовая структуры? Для какой группы метаморфических пород эти структуры характерны?
6. Что такое реликтовые структуры и текстуры в метаморфических породах?
7. Назовите примеры текстур, характерных для метаморфических горных пород.
8. Перечислите известные вам регионально-метаморфические горных породы.
9. Какие горные породы относятся к ультраметаморфическим? Как они образуются?

10. Что такое контактово-метаморфические породы? Назовите примеры контактово-метаморфических пород.

11. Какой фактор является ведущим при образовании контактово-метаморфических пород?

12. Какой фактор является ведущим при образовании динамометаморфических пород? Назовите примеры динамометаморфических пород.

Литература:

1. Ананьев, В.П. Основы геологии, минералогии и петрографии: Учеб. для вузов [текст] / В.П. Ананьев, А.Д. Потапов. – 2-изд., перераб. и доп. – М.: Высш. шк., 2005.

2. Короновский, Н.В. Геология: учебник [текст] / Н.В. Короновский, Н.А. Ясаманов. – 3-е изд., стер. – М.: АCADEMIA, 2006.

3. Юбельт, Р. Определитель горных пород [текст] / Р. Юбельт, П. Штрайер. – «Мир», 1978.

4. Юбельт, Р. Определитель минералов [текст] / Р. Юбельт. – М.: «Мир», 1978.

ПРАКТИЧЕСКАЯ РАБОТА № 5

Т е м а . Осадочные горные породы. Терригенные породы. Классификация терригенных пород, их структуры и текстуры. Структуры и текстуры осадочных пород. Характеристика и практическое определение наиболее распространенных терригенных горных пород.

З а д а ч и . Ознакомление студентов с классификацией и наиболее распространенными типами терригенных горных пород, выработка навыков практического определения терригенных осадочных горных пород.

У ч е б н ы й м а т е р и а л . Учебная коллекция терригенных осадочных горных пород. Наглядные пособия: классификация терригенных осадочных пород.

М е т о д и к а р а б о т ы .

Осадочные породы образуются на поверхности Земли. Образование осадков, а затем и осадочных пород может идти различными способами - осаднение обломочного материала, выпадение из растворов определенных веществ, в процессе жизнедеятельности организмов.

Единой (общепринятой) классификации осадочных горных пород до сих пор не существует. В основу наиболее широко используемой в настоящее время классификации осадочных пород положено их разделение по происхождению на три большие группы: *обломочные (терригенные)* – механические осадки, *химические (хемогенные)* – возникшие в результате выпадения осадков из воды или из других растворов, и *органогенные* – образованные из скоплений окаменевших остатков животных и растений. В каждой из этих групп можно выделить более мелкие подгруппы.

Терригенные (обломочные) породы – продукты механического разрушения ранее образованных пород (магматических, метаморфических и осадочных). Они представляют собой одну из самых важных и распространенных групп осадочных пород и отличаются разнообразным, большей частью, сложным составом. Они часто используются как строительные материалы. Терригенные породы разделяют, прежде всего, по *структуре* (величине обломков), а сравнительно *крупнообломочные* еще и по их *форме* – *окатанные* они или *неокатанные (угловатые)*. Терригенные породы могут быть рыхлыми, для которых характерно несвязанное состояние слагающих их частиц и большое количество пор (песок, глина) или сцементированными (литифицированными). Структуры обломочных пород определяются размерами и формой слагающих их обломков, а также структурой цементирующего обломки вещества. По величине зерен различают *псефитовую* (или грубообломочную) – более 2 мм, *псаммитовую* (или песчаную, среднеобломочную) – 0,1–2 мм, *алевритовую* (или мелкообломочную, пылеватую) – 0,01–0,1 мм и *пелитовую* (тонкообломочную, глинистую) – 0,001–0,01 мм структуры. В случае, если порода сложена обломками разных размеров (что обычно для осадочных пород), можно выделять структуры переходного типа (например, *алевропелитовую*). В любом случае преобладающий терригенный материал указывается в названии на последнем месте.

Классификация терригенных осадочных по величине и форме обломков, наиболее широко используемая в России геологами, а также грунтоведами и почвововедами, приведена в таблице 3. При этом следует отметить, что в некоторых классификациях (например, Швецова и др.) глинистые породы выделяются в самостоятельный тип, так при их формировании наряду с процессами механического разрушения значительная роль принадлежит и процессам химического преобразования исходных пород и минералов. Поэтому глины можно рассматривать как породы, занимающие промежуточное положение между терригенными и хемогенными осадочными горными породами.

Таблица 3

Классификация терригенных (обломочных) рыхлых отложений и горных пород

Размер обломочных частиц	Обломки окатаны	Обломки не окатаны
Более 1 м	Глыбы	Неокатанные глыбы
	Глыбовый конгломерат	Глыбовая брекчия

10 см -1 м	Валуны Валунный конгломерат	Неокатанные валуны Валунная брекчия
0,5-10 см	Галька Галечный конгломерат	Щебень Щебнистая брекчия
1-5 мм	Гравий Гравелит	
0,05-1 мм	Песок Песчаник	
0,005-0,05 мм	Алеврит Алевролит	
< 0,005 мм	Глина Аргиллит	

Примечание 1: названия рыхлых отложений даны обычным шрифтом, **горных пород** – жирным.

Примечание 2: Данная классификация не является общепринятой, используются и иные варианты.

- Могут использоваться другие граничные размеры (глина – до 0,01 мм, алеврит – 0,01-0,1 мм, песок – 0,1-1 мм или 0,1-2 мм; гравий – до 1 см).
- Для мелкого щебня (до 1 см) иногда используется название «дресва» (горная порода – **дресвяник**).
- В различие между валунами и глыбами может вкладываться иной смысл. Все окатанные обломки крупнее 10 см – валуны, неокатанные – глыбы.

Примечание 3: Глинистые породы иногда выделяются в самостоятельный класс, так как основной объём частиц глинистого размера представлен частицами глинистых минералов – продуктов химического выветривания. Соответственно, глинистые породы могут подразделяться по минеральному составу (набору конкретных глинистых минералов).

Текстуры терригенных пород разнообразны и интересны с генетической точки зрения. Среди них следует различать *внутрипластовые* и *поверхностные текстуры*. Среди внутрипластовых преобладают *слоистые* текстуры, среди которых, в свою очередь, по форме и ориентировке слоев различают *горизонтальную* (характеризуется прямолинейностью и горизонтальностью слоев и контактов между ними), *волнистую*,

косую и т.д. слоистость (рис. 27), а по четкости проявления – ясную (четкую, с резкими границами отдельных слоев), неясно выраженную (отдельные слои различаются с трудом, между ними отсутствуют резкие границы) и градационную, для которой характерно постепенное уменьшение размеров частиц по направлению от подошвы к кровле слоя. Слоистость может подчеркиваться, цветом, разной величиной обломков в разных слоях, послонным расположением включений (раковин, конкреций), Также внутри слоя могут встречаться ходы червей, следы передвижений организмов и др.

Поверхностные текстуры проявляются на поверхностях пластов. К ним относятся текстуры знаков ряби, трещины усыхания, отпечатки кристаллов, града, капель дождя и следы жизнедеятельности организмов.

Ниже приводится краткая характеристика наиболее распространенных терригенных осадочных горных пород. При необходимости этим описанием, совместно с табл. 3, можно воспользоваться в качестве простейшего определителя, чтобы установить название обломочной осадочной породы.

Грубообломочные породы - псефиты. Рыхлые породы - валуны, гальки, гравий, щебень могут состоять из обломков пород разного состава. Среди сцементированных грубообломочных пород выделяются (см. табл. 3) *конгломераты* (состоят из окатанных обломков), *брекчии* (состоят из угловатых обломков) и *гравелиты* (форма обломков не имеет значения, важен только их размер), в которых обломки скреплены железистым, кремнистым, известковым или песчаным цементом. Текстуры - слоистые или массивные. Окраска пород нередко неоднородная, пестрая. Брекчии распространены меньше, чем конгломераты.

Песчаные породы – псаммиты. К ним относятся пески (рыхлые) и песчаники (сцементированные), которые в зависимости от крупности частиц (табл. 3) подразделяются на мелко-, средне-, крупно- и грубозернистые. В зависимости от состава пески и песчаники подразделяются на *мономиктовые* (обычно кварцевые), *олигомиктовые* (обычно кварц-полевошпатовые) или *полимиктовые*. Полимиктовые пески и песчаники, состоящие из кварца, полевых шпатов и слюды называются *аркозовыми*. Окраска их почти всегда имеет желтоватый или розоватый оттенок. К *полимиктовым* песчаникам также относятся *граувакки*. Это песчаники серого, зеленовато-серого, иногда красноватого цветов, имеющие плохую сортировку материала по составу и степени окатанности и состоящие из большого количества (более 20%) обломков пород различного происхождения, совместно с которыми присутствуют кварц, слюды, полевые шпаты, пироксены, роговая обманка. Состав цемента различен – глинистый, карбонатный кремнистый и т.д., либо смешанный. *Текстуры* песчаников обычно слоистые различных типов.

Алевриты и алевролиты. Алевритовые породы по внешнему виду очень сходны с песчаниками. Основные различия заключаются в меньшем размере зерен (менее 0,1 мм) и в несколько ином минеральном составе. В них практически нет обломков пород, но в больших количествах содержатся кварц, слюды и глинистые минералы. Малые размеры частиц (0,1-0,01 мм) обуславливают их перенос во взвешенном состоянии водой и ветром и, поэтому окатывания их практически не происходит. Наиболее распространенной рыхлой алевритовой породой является *лесс*, а сцементированной - *алевролит*.

Лесс - слабо сцементированная порода желтовато-серого или буровато-серого цвета, обладающая большой пористостью (до 50%). Благодаря межмолекулярным силам частицы кварца, полевых шпатов и других минералов удерживаются вместе – порода не рассыпается, но легко растирается между пальцами. Считается, что образование лессов связано с переотложением выносимых ветром тонких пылеватых частиц из областей пустынь и степей.

Алевриты - плотные сцементированные породы самой различной окраски. Характерна тонкая горизонтальная слоистость и плитчатая отдельность. В алевритах, в отличие от песчаников, отдельные зерна не различимы невооруженным глазом, но на ощупь их поверхность немного шершавая (особенно отчетливо это ощущается, если лизнуть породу языком).

Глинистые породы. Особые свойства пород этой группы обусловлены присутствием больших количеств глинистых минералов - каолина, монтмориллонита, гидрослюд. К глинистым породам относятся глины, аргиллиты и глинистые сланцы. По объему они занимают более половины всех осадочных пород.

Глины - связные, плотные, но не окаменевшие породы. Они обладают высокой пористостью (до 50-60%), активно поглощают воду, увеличиваясь в объеме (до 45%), пластичностью (с водой образуют вязкое тесто, принимающую любую форму, сохраняя ее при высыхании), связующей способностью (не теряя пластичности, удерживают непластичные вещества), огнеупорностью, кислотоупорностью и другими практически важными качествами. В зависимости от минерального состава глины делятся на каолиновые, монтмориллонитовые, гидрослюдистые, полиминеральные и другие.

Помимо чисто глинистых пород в природе широко распространены *суглинки и супеси*, представляющие собой смешанные песчано-глинистые породы. Суглинки содержат 30-50% глинистых частиц, а супеси - до 20-30%.

Аргиллиты и глинистые сланцы – затвердевшие (окаменевшие) или слабометаморфизованные глины, имеющие малую пористость, не размокающие в воде, потерявшие пластичность. Окраска их может быть самой различной. Часто наблюдается тонкая слоистость, а в сланцевых аргиллитах - отдельность, параллельная слоистости. Поверхность аргиллитов на ощупь гладкая, если лизнуть породу языком, он слегка прилипает к ней.

Ознакомившись с образцами учебной коллекции горных пород и методикой работы, студенты приступают к самостоятельному определению образцов терригенных осадочных пород (по 1-2 образца по выбору преподавателя).

Контрольные вопросы:

1. Что такое осадочные горные породы? Какими способами они образуются?
2. На какие группы подразделяются осадочные горные породы по способу их образования?
3. Что такое терригенные горные породы?
4. Какие структурные признаки положены в основу классификации терригенных горных пород?

5. В чём заключается своеобразие глинистых горных пород? Почему их можно рассматривать как группу, переходную между терригенными и хемогенными горными породами?

6. Какие текстуры характерны для терригенных горных пород?

7. В чём разница между внутрипластовыми и поверхностными текстурами осадочных пород?

8. Назовите примеры грубообломочных пород (псефитов)?

9. По какому признаку отличаются друг от друга конгломераты и брекчии?

10. По какому признаку различаются между собой гравелиты и песчаники?

11. В чём различие между песчаниками и алевролитами? Как визуально отличить алевролит от песчаника?

12. Чем аргиллиты и глинистые сланцы отличаются от глин?

Литература:

1. Ананьев, В.П. Основы геологии, минералогии и петрографии: Учеб. для вузов [текст] / В.П.Ананьев, А.Д. Потапов. – 2-изд., перераб. и доп. – М.: Высш. шк., 2005.

2. Короновский, Н.В. Геология: учебник [текст] / Н.В. Короновский, Н.А. Ясаманов. - 3-е изд., стер. - М.: АCADEMIA, 2006.

3. Юбельт, Р. Определитель горных пород [текст] / Р. Юбельт, П. Штрайер. – «Мир», 1978.

4. Юбельт, Р. Определитель минералов [текст] / Р. Юбельт. – М.: «Мир», 1978.

ПРАКТИЧЕСКАЯ РАБОТА № 6

Т е м а . Осадочные горные породы. Хемогенные и биогенные породы. Классификация хемогенных и биогенных горных пород, их структуры и текстуры. Характеристика и практическое определение наиболее распространенных хемогенных и биогенных горных пород.

З а д а ч и . Ознакомление студентов с основами классификации и наиболее распространенными типами осадочных горных пород, выработка навыков практического определения терригенных осадочных горных пород.

У ч е б н ы й м а т е р и а л . Учебная коллекция осадочных горных пород, шкала Мооса, 10% соляная кислота в капельницах. Наглядные пособия: классификации хемогенных и биогенных осадочных пород.

М е т о д и к а р а б о т ы .

Хемогенные горные породы.

Структуры хемогенных пород подразделяются по величине зерен (кристаллов) на крупнокристаллические или крупнозернистые (более 1 мм), среднекристаллические или среднезернистые (0,5 -1 мм), мелкокристаллические или мелкозернистые (0,1-0,5 мм) тонкокристаллические или тонкозернистые (0,01- 0,1 мм), пелитоморфные (менее 0,01 мм). *Текстуры* обычно массивные, могут быть однородными и слоистыми.

Наиболее распространенными или имеющими важное практическое значение хемогенными осадочными горными породами являются известняки, доломиты, мергели, кремнистые породы, эвапориты (соли, гипсы), фосфориты и бокситы (табл. 4).

Таблица 4

Классификация хемогенных горных пород

Класс	Название пород	Ведущие минералы
Карбонатные	Известняки	Кальцит
	Доломиты	Доломит
	Мергели	Кальцит, глинистые минералы
Кремнистые	Силицилиты	Халцедон
Сульфатные	Гипсы (гипсолиты)	Гипс

Фосфатные	Фосфориты	Апатит, кальцит, глинистые минералы
Галогенные	Каменные соли	Галит
	Калийные соли	Сильвин
Аллитовые	Бокситы	Гидрооксиды Al
Железистые	Лимониты	Гидрооксиды Fe

Карбонатные породы хемогенного происхождения распространены наиболее широко. По составу среди них выделяются известняки, доломиты и породы смешанного состава.

Известняки – очень широко распространенные породы, состоящие из кальцита, иногда арагонита, и нередко содержащие примеси глинистого или битуминозного вещества, доломита, гипса, и небольших количеств другого хемогенного или обломочного материала. *Цвет* различный - белый, серый, розовый, иногда черный. *Излом* - от землистого до раковистого и зернистого (кристаллические известняки). *Структуры* - органогенные, скрытокристаллические и кристаллические. *Текстуры* также различны - плотные, пористые, кавернозные, массивные, брекчиевидные, пятнистые, слоистые и т.д. Хемогенные известняки могут быть представлены также многообразными натечными (сталактиты, сталагмиты), оолитовыми образованиями. Оолитовые известняки состоят из зерен концентрического или радиально-лучистого строения разных размеров (от микроскопических до 1 см), скрепленных кальцитовым цементом. Встречаются различные натечные образования – сталактиты, сталагмиты. По происхождению, кроме хемогенных известняков выделяются также известняки органогенного происхождения. Иногда в отдельную группу выделяют и известняки обломочного происхождения, состоящие из обломков карбонатных пород. *Кристаллические известняки* возникают из известняков самого различного происхождения путем их перекристаллизации. *Диагностика*: известняки бурно вскипают под действием разбавленной соляной (или уксусной) кислоты, не царапают стекло, т.к твердость слагающего их кальцита равна 3.

Доломит- порода, сложенная более чем на 90% одним минералом - *доломитом*. В качестве примесей чаще всего присутствуют *кальцит, гипс, халцедон, кварц, глинистое вещество, пирит, органическое вещество*. Внешне доломиты очень похожи на известняки, но если известняки легко вскипают при действии холодной соляной кислоты, то доломиты реагируют с ней лишь в тонком порошке. Обычно доломиты микрозернистые и пелитоморфные, иногда кристаллические, чаще всего плотные, однородные, редко полосчато-слоистые, обладающие серой или светло-серой окраской.

Кроме собственно известняков и доломитов встречаются и породы смешанного состава. В них в различных количественных соотношениях могут присутствовать кальцит и доломит (*доломитизированные известняки и известковистые доломиты*), кальцит и глинистое вещество (*мергели*). *Мергели* - это мягкие, тонкозернистые, пелитоморфные породы с раковистым изломом и сильным запахом глины (при смачивании водой). Содержание глинистого материала 30-50%. Окраска их белая, желтовато-серая,

зеленовато-серая. Как и известняки, бурно вскипают под воздействием соляной кислоты, но при этом на поверхности породы остаётся пятно (так как глинистые минералы с кислотой не реагируют).

Кремнистые породы. К этой группе относятся породы, состоящие, главным образом, из кремнезема хемогенного происхождения (поэтому исключаются кварцевые пески, песчаники и кварциты). *Главные минералы* - опал, халцедон и кварц. В качестве примесей часты карбонаты, глауконит и глинистое вещество.

К хемогенным кремнистым породам относятся *яшмы* и *кремни*. Отличительным признаком кремнистых пород служит их высокая твердость (оставляют царапину на стекле). Не реагируют с соляной кислотой.

Кремни обычно образуют небольшие линзы, желваки или конкреции, сложенные преимущественно халцедоном (реже халцедоном совместно с опалом и кварцем), в глинистых и карбонатных породах, имеют скрытокристаллическую *структуру*, массивную, плотную *текстуру*. Окраска - обычно серая, темно-серая, черная, иногда голубоватая, характерен раковистый излом и высокая твердость (6,5-7).

Яшмы - сильно измененные халцедоновые или кварцево-халцедоновые породы, очень твердые, плотные, обычно скрытокристаллические или тонкозернистые, имеющие разнообразную окраску и текстуры - полосчатые, пятнистые, узорчатые («пейзажные»), бурые, красные, зеленые, серые, черные, малиновые. Иногда яшмы относят не к осадочным, а к метаморфическим породам.

Эвапориты (соли) - хемогенные осадочные породы, сложенные легко растворимыми минералами, выпадающими в осадок в результате выпаривания и высокой концентрации растворов. Это преимущественно хлориды и сульфаты натрия (галит, гипс, ангидрит), калия (сильвин), магния, кальция, некоторые нитраты и бораты. Окраска пород различна - белая, серая, голубая, желтая, розовая, красная и даже черная. В силу большой гигроскопичности поверхность многих из упомянутых пород влажная с жирным блеском. *Структура* - кристаллическая различной зернистости, *текстура* - пятнистая, массивная, слоистая и др. Гипс и ангидрит иногда имеют параллельно-волокнистое строение. Многие породы этой группы (особенно состоящие из галита, сильвина и других солей) хорошо растворимы в воде, имеют соленый и горько-соленый вкус. Сравнительно мягкие (не царапают стекло), но, в отличие от карбонатных пород, не реагируют с разбавленной соляной кислотой.

Фосфориты. К этой группе относятся породы, содержащие не менее 10% фосфорного ангидрида. *Главные минералы* - апатит и некоторые более редкие минералы фосфора, которые визуальны неопределимы. Из примесей часты карбонаты, а также обломочный материал от гравийной до глинистой размерности. *Окраска* разнообразна - белая, серая, темно-серая, зеленовато-серая и даже черная. Диагностируются с большим трудом, так как внешне они похожи на обычные обломочные породы и наличие фосфора определяется по появлению ярко-желтой окраски при смачивании породы раствором молибдата аммония (молибденовокислого аммония) с концентрированной азотной кислотой. *Текстуры и структуры* разнообразны - слоистые, конкреционные, желваковые, оолитовые, брекчиевидные, кристаллические.

Бокситы также очень разнообразные по внешнему виду и нередко с трудом диагностируемые породы. Состоят из различных гидроокислов алюминия с примесью

гидроокислов железа, каолинита и кремнезема. Они внешне часто похожи на глины, но, размокая, не обладают пластичностью. Это могут быть и рыхлые землистые массы, и относительно твердые породы, легко режущиеся ножом. Иногда визуально очень похожи на аргиллиты, яшмы и даже железные руды. Окраска бокситов весьма разнообразна - красная, красно-бурая, лиловая, реже белая, серая, зеленовато-серая и др. Структуры бокситов также очень разнообразны - землистые, пористые, кавернозные, оолитовые, бобовые, конкреционные, пелитоморфные и брекчиевидные. Имеют важное практическое значение как основная руда на алюминий.

Органогенные (биогенные) породы, если они сложены из хорошо сохранившихся организмов, имеют *биоморфную структуру*, а если представлены обломками, то *структура* носит название *детритовая*. *Текстура* может быть массивной и пористой. Реже наблюдаются слоистые текстуры.

Органогенное происхождение, наряду с хемогенным, могут иметь уже известные вам известняки, доломиты, кремнистые породы и фосфориты. Исключительно биогенное происхождение имеют каустобиолиты (торф, уголь) (табл. 5)

Таблица 5

Классификация биогенных горных пород

Класс	Горные породы	Биогенный материал
Карбонатные	Известняки	Остатки раковин и других скелетных образований известкового состава
	Доломиты	Продукты жизнедеятельности сине-зелёных водорослей (строматолиты, онколиты, катаграфии)
Кремнистые	Диатомиты	Оболочки диатомовых водорослей
	Радиоляриты	Скелеты радиолярий
	Спонголиты	Спикулы губок
Фосфатные	Фосфориты	Фосфатные раковины, костные остатки позвоночных
Каустобиолиты	Каменные и бурые угли	Углефицированные растительные остатки
	Горючие сланцы	То же, но с большой примесью частиц глинистых минералов

Биогенные известняки распространены очень широко, состоят из остатков организмов, строивших свой скелет (раковину, панцирь) из кальцита, реже арагонита. В

зависимости от характера органических остатков различают ракушечники - цельнораковинные известняки и органогенно-детритовые (состоят из обломков раковин тех же организмов, т.е. детрита). Количество раковин, их обломков и цементирующего карбонатного вещества может меняться в широких пределах. Нередко известняки могут возникать за счет колоний прикрепленных организмов (кораллов, мшанок, водорослей). К биогенным известнякам относится широко известный писчий мел - белая мягкая землистая порода с высокой пористостью (до 50%). Мел состоит из мелких частиц порошкового кальцита, раковин фораминифер и одноклеточных морских водорослей с известковистым панцирем.

Биогенные доломиты чаще всего возникают в процессе жизнедеятельности цианобионтов (сине-зеленых водорослей), осаждающих из окружающей морской воды пелитоморфный доломит.

Биогенные кремнистые породы представлены *диатомитами, радиоляритом, трепелом и опокой*.

Диатомит - биогенная опаловая порода, белого, светло-серого или желтоватого цвета, целиком состоящая из неразличимых невооруженным глазом остатков диатомовых водорослей. Очень легкая, тонкопористая (поры занимают до 70-90% объема), мягкая, пачкает руки.

Радиоляриты - представляет собой биогенные породы, сложенные мельчайшими скелетами радиолярий, имеющие темно-серую или почти черную окраску. В их составе преобладает халцедон, поэтому внешне они очень похожи на яшму.

Трепел и опока - биохимические образования и состоят из микроскопических «шариков» опала и остатков губок, диатомей, карбонатного и глинистого вещества. Породы серые, светло-серые, иногда почти белые, очень легкие. Похожи на каолин и мел.

Каустобиолиты – в переводе с греческого означают «горючие камни органического происхождения». Образуются из остатков растительных и животных организмов. К группе каустобиолитов относятся *торф и угли*.

Торф – представляет собой скопление растительных остатков разной степени разложения (хорошо различимы невооруженным глазом). Сложение его волокнистое, землистое, цвет – бурый. Обычно содержит терригенные примеси и минеральные новообразования, содержание углерода – 35-40%.

Бурый уголь – плотная темно-бурая или черная порода с землистым или раковистым изломом, матовым блеском, содержание углерода до 70%. Бурый уголь отличается от торфа большей плотностью и почти полным отсутствием неразложившихся частей растений.

Каменный уголь – черная плотная порода с раковистым изломом, часто блестящая (с тусклым полуметаллическим или полуметаллическим блеском) содержание углерода до 80%. Отличается от бурого угля черным цветом, более плотным сложением, отсутствием визуально различимых растительных остатков и отсутствием рыхлых или землистых разностей,

Антрацит – более твердая (2-2,5), чем бурый и каменный уголь, плотная порода серовато-черного цвета с сильным полуметаллическим блеском, в отличие от других разновидностей углей (бурого и каменного) не пачкает руки.

Наблюдается довольно четкая смена физических свойств углей от бурых к каменным и антрацитам. Для бурых углей характерно преобладание коричневых тонов окраски, для каменных – черных, а для антрацитов серовато-черных. *Цвет черты* – бурый у бурых углей, черный – у каменных и серо-черный – у антрацитов. *Блеск* углей возрастает от бурых к антрацитам. Бурые угли обычно матовые. Среди каменных углей различают матовые и блестящие, а антрациты обладают сильным полуметаллическим блеском. *Твердость* возрастает от бурых углей (1-1,5) к каменным и антрациту (2-2,5). *Плотность* зависит от состава и количества минеральных примесей, но, в общем, также возрастает от торфа (0,7-0,8) к каменным углям (1,1-1,3) и достигает у антрацитов 1,5-1,6.

Рекомендации по определению осадочных горных пород.

При изучении и практическом определении осадочных пород их свойства удобнее всего отмечать в той же последовательности, в какой они фиксируются глазом: сначала воспринимается цвет, затем зернистость (то есть структура), особенности взаимного расположения составных частей породы (текстура), а уже потом – состав, наличие включений (органических и неорганических) и прочие признаки (крепость, пористость, наличие гиероглифов или характерных текстур поверхности пласта, вторичные изменения и т.д.).

Цвета осадочных пород редко бывают чистыми и яркими. Обычно они имеют серые, зеленоватые, красноватые или бурые оттенки. При изучении пород отдельно отмечается цвет породы на свежем изломе и отдельно – на выветрелой поверхности. Например, карбонатные и карбонатсодержащие породы на выветрелой поверхности обычно белесые, даже если на свежем сколе они имеют темно-серый или даже черный цвет. Породы, содержащие железо, на выветрелой поверхности приобретают бурую или красноватую окраску и т.д. Цвет обломочных пород часто бывает неоднородным, пестрым из-за различной окраски обломков и цемента

Устанавливается является ли порода рыхлой или литифицированной (сцементированной).

При изучении *структуры* выясняется зернистая она или обломочная, определяется размер зерен или обломков, степень их равно- или разнозернистости (степень сортировки), форма зерен и их взаимоотношения. Следует иметь в виду, что последние два признака в породах с размером зерен менее 0,5 мм визуально не устанавливаются, в то время как в крупнозернистых и грубообломочных породах визуально хорошо видны все особенности структуры. Величину крупных обломков можно непосредственно измерить с помощью линейки или миллиметровой бумаги. Если размер зерен или обломков в породе не одинаков. Измеряют самые мелкие и самые крупные обломки и определяют преобладающий размер (фракцию). Именно по размерам этой фракции и определяют название терригенных пород (песок, песчаник, конгломерат и т.д.). Форма обломков в грубообломочных породах – важный классификационный признак. При характеристике формы обломков отмечают, прежде всего, степень их окатанности. Чаще всего, по этому признаку обломки подразделяют на: 1) окатанные – округлой формы, обработана почти вся поверхность, все углы сглажены; 2) полуокатанные – закруглены только некоторые углы, а в целом первичная форма обломков сохраняется; 3) неокатанные или угловатые – обломки остроугольные. Помимо степени окатанности часто важно отметить степень

изометричности (или удлиненности) обломков или зерен минералов. Различают обломки или зерна: 1) изометричные – все 3 измерения примерно равны; 2) удлиненные – длина заметно превышает ширину и толщину и 3) уплощенные, характеризующиеся заметно меньшей толщиной по сравнению с двумя другими измерениями. Для цементированных пород определяется также тип цемента, его структура и количественные соотношения обломков и цемента. Иногда, чтобы лучше увидеть цемент и определить его тип, бывает полезно смочить образец водой.

Для цементированных (литифицированных) пород определяется также характер *текстуры* – однородная или неоднородная, массивная или пористая. В случае неоднородной текстуры устанавливается ее тип. Если порода обладает слоистой текстурой – описывается слоистость, а именно: тип (горизонтальная, косая, волнистая и т.д.); степень ее выраженности (четкая, нечеткая, градационная), мощность слоев, характер их границ, ритмичность, окраска и т. д. В случае пористой текстуры отмечается примерное количество, размеры, форма и взаимное расположение пор. Визуально определяется только относительно крупная пористость.

При описании *состава горной породы* устанавливается состоит ли она из одного (*мономинеральная* – например, известняк, доломит, силицилит) или нескольких (*полиминеральная, полимиктовая* – конгломерат, песчаник) минералов. Все терригенные породы, содержащие в своем составе обломки горных пород, естественно, являются полиминеральными (полимиктовыми). Определяются и перечисляются (в порядке убывания) все составные компоненты. Состав обломочных (терригенных) пород обычно сложный, особенно, если они цементированы. В этом случае сначала отдельно определяется и описывается состав обломочной части, а затем – состав цемента. Визуально достаточно уверенно может быть определен состав крупнообломочных пород, значительно хуже определяются обломки в песчаниках, особенно, мелкозернистых, и алевролитов. При их изучении необходимо пользоваться лупой. Однако, в этом случае, даже с ее помощью не всегда удается однозначно определить все минеральные компоненты. Если цемент тонкозернистый, то определение его состава также сопряжено со значительными трудностями. Как и состав обломков, состав цемента может быть однородным (мономинеральным) и неоднородным (полимиктовым). Однако, необходимо стремиться к наиболее полному определению всех компонентов породы. При определении состава компонентов осадочных горных пород необходимо использовать определители минералов, не забыть проверить с помощью капли 10% HCl присутствует ли в составе обломков или цемента кальцит (бурно вскипает), с помощью реакций окрашивания раствором ализарина установить соотношение кальцита и доломита в карбонатных породах и проверить породы на наличие фосфатов при помощи реакции с молибдатом аммония и концентрированной азотной кислотой (в случае присутствия фосфатов в породе белая окраска щепотки порошка молибдата аммония, нанесенного на поверхность образца и смоченного каплей азотной кислоты, изменяется на канареечно-желтую). При определении компонентов осадочных пород очень важно уверенно отличать кальцит от внешне похожего на него кварца. Кварц легко отличается значительно большей твердостью (царапает стекло) и отсутствием реакции с соляной кислотой. От светлоокрашенных полевых шпатов кварц отличается отсутствием спайности (плоскости спайности поблескивают при повороте образца под разными углами к источнику света). Кремнистый цемент не царапается

стальной иглой. Соли (галит, сильвин) обладают соленым или горько-соленым вкусом и легко растворяются в воде. Железистый цемент узнается по бурому цвету, глинистый – по размокаемости в воде, гипсовый – по блеску на плоскостях спайности, низкой твердости и отсутствию вскипания с соляной кислотой и т.д. Чаще всего при визуальном определении осадочных горных пород приходится ограничиваться предположительным определением состава цемента. При описании желательнее указывать хотя бы примерное относительное содержание каждого из компонентов в породах («резко преобладающие», «основные», «редкие», «единичные» и т.д.), а в терригенных породах отдельно в составе обломочной части и в составе цемента.

Крепость пород определяют упрощенно по условной трехбалльной шкале: *слабая* – породы легко ломаются руками; *средняя* – не ломаются руками, но легко разбиваются молотком; *крепкая* – с трудом разбивается даже молотком. Крепость пород не следует путать с твердостью, которая определяется только у минералов.

Включения подразделяются на минеральные (конкреции, единичные гальки в песчаниках, оолиты и т.д.) и органические (раковины, остатки растений и т.д.). Все они описываются подробно, с указанием их размеров, формы, строения, состава, характера расположения, количества, степени сохранности.

Вторичные изменения (окисление пирита, разложение полевых шпатов, окремнение или карбонатизация и т.д.) описываются с учетом их характера и степени интенсивности

Если наблюдаются какие-то *прочие признаки*, не вошедшие в описание (гиперглифы, следы капель дождя, следы волн и т.д.) их необходимо привести в конце описания.

После изучения и описания породы, с учетом ее состава и текстурно-структурных особенностей, пользуясь таблицами и классификацией осадочных горных пород, можно дать ее название, которое, однако, лучше вставить в начало описания. Название может быть кратким («песчаник», «известняк», «глина» и т.д.) или более подробным («конгломерат красный мелкогалечный»).

Таким образом, общая **схема визуального определения и макроскопического описания** осадочных горных пород будет иметь следующий вид: 1) название породы; 2) цвет породы; 3) структура; 4) текстура; 5) состав породы; причем для обломочных пород – отдельно состав обломков и цемента; 6) крепость породы; 7) включения; 8) вторичные изменения; 9) прочие признаки.

Каждый студент получает 1-2 образца (по выбору преподавателя) для самостоятельного описания и определения.

Контрольные вопросы:

1. Как подразделяются хемогенные горные породы?
2. Какие структуры и текстуры характерны для хемогенных горных пород?
3. Назовите примеры хемогенных пород карбонатного состава.
4. Как отличить известняк от доломита, используя раствор соляной кислоты?
5. Что такое мергели и чем они отличаются по составу от других карбонатных пород?
6. Как можно диагностировать мергель с помощью раствора соляной кислоты?
7. Какие горные породы относятся к эвапоритам?

8. Какие химические реактивы используют для диагностики фосфоритов?
9. Какие горные породы могут иметь биогенное происхождение?
10. Чем отличаются биогенные карбонатные породы от своих хемогенных аналогов?
12. Назовите разновидности кремнистых осадочных пород биогенного происхождения.
13. Что такое каустобиолиты?
14. Перечислите известные Вам породы, относящиеся к каустобиолитам.

Литература:

1. Ананьев, В.П. Основы геологии, минералогии и петрографии: Учеб. для вузов [текст] / В.П.Ананьев, А.Д. Потапов. – 2-изд., перераб. и доп. – М.: Высш. шк., 2005.
2. Короновский, Н.В. Геология: учебник [текст] / Н.В. Короновский, Н.А. Ясаманов. - 3-е изд., стер. - М.: АСADEМIA, 2006.
3. Юбельт, Р. Определитель горных пород [текст] / Р. Юбельт, П. Штрайер. – «Мир», 1978.
4. Юбельт, Р. Определитель минералов [текст] / Р. Юбельт. – М.: «Мир», 1978.

ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗАНЯТИЕ № 7

Т е м а . Геологическая карта. Геохронологическая шкала. Легенда геологической карты. Способы изображения стратифицированных и интрузивных образований, отображение возраста геологических тел, индексы. Стратиграфическая колонка. Чтение геологической карты.

З а д а ч и . Знакомство с содержанием и легендой геологических карт, способами отображения возраста и состава горных пород на геологической карте. Приобретение навыков чтения геологической карты.

У ч е б н ы й м а т е р и а л . Учебные геологические карты. Геохронологическая шкала. Условные обозначения наиболее распространенных горных пород.

М е т о д и к а р а б о т ы . **Геологическая карта** это графическое изображение на плоскости выходящих на земную поверхность геологических тел в определенном *масштабе* и *условных обозначениях*. Геологическая карта является одним из самых необходимых инструментов не только для геологов, но и для многих других специалистов. Умение понимать язык карты и использовать его в научной и практической деятельности необходимо для любого специалиста, работающего на земле. Особенно важно это для специалистов экологического профиля, которые призваны всесторонне учитывать в своей работе данные всех научных дисциплин, занимающихся изучением отдельных компонентов природных и антропогенных комплексов.

Геологическая карта представляет собой графическую модель, отражающую основные черты геологического строения местности. Геологические карты строятся на топографической основе с использованием аэрофотоснимков и космических снимков. На ней показывается распространение и соотношение разновозрастных осадочных, магматических и метаморфических горных пород, выходящих на поверхность. Чтение геологической карты требует определённых знаний, тренировки и навыка. Самое главное при этом – научиться определять возраст, состав, а также направление и углы падения слоев горных пород.

При составлении всех геологических карт используется общепринятая цветовая шкала. Определёнными цветами обозначается возраст осадочных, вулканогенных и метаморфических пород, а также состав интрузивных магматических пород. Каждая система геохронологической шкалы (табл.7) на геологической карте обозначается определённым цветом (например, кембрийская – сине-зеленым, девонская – коричневым, каменноугольная – серым, юрская – синим и т.д.) и буквенно-цифровым индексом (например, индекс «J₁» означает «юрская система, нижний отдел»). Отделы каждой системы окрашиваются цветом системы различных оттенков (более темный тон соответствует более древним подразделениям, а более светлый – молодым). Например, образования нижнего отдела девонской системы могут иметь темно-коричневую, среднего отдела той же системы – коричневую, а ее верхнего отдела – светло-коричневую окраску. Геохронологическая (стратиграфическая) шкала, где указаны индексы эонотем, эратем (групп систем) систем и отделов, а также их цветовая раскраска приведена в табл. 7.

Интрузивные магматические породы изображаются на геологических картах различными цветами (более интенсивными, чем цвета стратифицированных образований), в зависимости от их состава: красным – кислые породы (граниты, гранодиориты, граносиениты); лиловато-розовым – средние породы нормального ряда щелочности (диориты); зеленым – основные породы (габбро); фиолетовым – ультраосновные (дуниты, перидотиты и возникшие за их счет серпентиниты); оранжевым – умеренно-щелочные средние (сиениты) и щелочные породы (нефелиновые сиениты, уртиты) (см. рис. 28). Следует обратить внимание и запомнить, что в отличие от стратифицированных образований чем темнее окраска интрузивов, тем они моложе. Состав интрузивных пород, кроме окраски обозначается еще и буквенным индексом (используются буквы греческого алфавита). Приведем буквенные обозначения наиболее распространенных интрузивных магматических пород: γ - граниты; δ - диориты; $\gamma\delta$ - гранодиориты; ξ - сиениты; $\gamma\xi$ - граносиениты; ν - габбро; υ - перидотиты; σ - дуниты (а также образованные за их счет серпентиниты). Возраст интрузивных магматических пород обозначается буквенно-цифровым индексом (таким же, как и у стратифицированных образований), который записывается после буквенного индекса состава. Например, индекс γD_1 означает «граниты раннедевонского возраста», а индекс νO_3 – «габбро позднеордовикского возраста». Эти цвета и индексы обязательны для геологов всего мира, поэтому зная их, можно прочесть геологическую карту, составленную в любой стране, даже не владея иностранными языками.

На крупномасштабных (а иногда и на средне- и мелкомасштабных геологических картах) на цветовой фон (обозначающий возраст стратифицированных и состав

интрузивных образований) обычно наносится дополнительный крап (принятые штриховые обозначения состава горных пород – песчаники, глины, кварциты, гнейсы граниты, сланцы, известняки, базальты и т.д.). К сожалению, общепринятых (утвержденных международными геологическими соглашениями) штриховых условных обозначений пока нет. Хотя на большинстве геологических карт песчаники обозначаются точками, известняки – штриховкой, напоминающей кирпичики, а граниты – крестиками и т.д. Кроме того, на геологические карты наносятся элементы залегания слоев, геологические границы и разрывные нарушения (с ними познакомимся позднее).

Таким образом, геологическая карта позволяет судить о возрасте горных пород, их пространственном распределении, составе и условиях залегания. Геологические карты сопровождаются стратиграфическими колонками и разрезами, с методикой построения которых мы также познакомимся позже.

Таблица 7

Общая геохронологическая шкала фанерозоя и криптозоя (докембрия)

Эон / эонотема	Эра / эратема	Период / система	Индекс	Временной интервал
Фанерозой	Кайнозойская	Четвертичный (квартер) <i>(Серовато-желтый)</i>	Q	0 – 1,8 млн.лет
		Неогеновый <i>(Желтый)</i>	N	1,8-23 млн.лет
		Палеогеновый <i>(Желто-оранжевый)</i>	P	23-65 млн.лет
	Мезозойская	Меловой <i>(Зеленый)</i>	K	65-145 млн.лет
		Юрский <i>(Синий)</i>	J	145-200 млн. лет
		Триасовый <i>(Фиолетовый)</i>	T	200-251 млн.лет
	Палеозойская	Пермский <i>(Оранжевый)</i>	P	251-295 млн.лет
		Каменноугольный (карбон) <i>(Серый)</i>	C	295-360 млн.лет
		Девонский <i>(Коричневый)</i>	D	360-408 млн.лет
		Силурийский <i>(Грязно-зеленый)</i>	S	418-443 млн.лет
Ордовикский <i>(Болотный)</i>		O	443-490 млн. лет	
	Кембрийский <i>(Сине-зеленый)</i>	Є	490-535 млн.лет	

Акрон / акротема	Эон / эонотема	Эра / эратема	Период / система	Индекс	Временной интервал
Протерозой <i>(различные оттенки розового цвета)</i>	Поздний / верхний протерозой		Вендский	V	535-600 млн.лет
		Поздний / верхний рифей		RF ₃	600-1030 млн.лет
		Средний рифей		RF ₂	1030-1350 млн.лет
		Ранний / нижний рифей		RF ₁	1350-1650 млн.лет
	Ранний / нижний протерозой (карелий)			KR	1650-2500 млн.лет
Архей	Поздний / верхний			LP	2500-3150 млн.лет

<i>(различные оттенки лиловато-розового цвета)</i>	архей (Лопий)				
	Ранний / нижний архей (Саамий)			SM	Более 3150 млн.лет (как минимум до 3800)

Примечание: Курсивом в круглых скобках указан цвет, принятый для обозначения стратифицированных образований данного возраста на геологических картах

Студенты выполняют задания по определению возраста и состава горных пород, распознаванию интрузий различного состава, изображенных на учебных геологических картах (с использованием цветной геохронологической шкалы, легенды к карте и стратиграфической колонки).

Контрольные вопросы:

1. Что такое геологическая карта?
2. На какой основе строится геологическая карта?
3. Что показывается на геологической карте?
4. Что обозначается цветом при изображении на геологических картах стратифицированных (осадочных и вулканогенных) пород?
5. Что показывает цвет при изображении на геологической карте интрузивных горных пород?
6. Что показывает буквенно-цифровой индекс изображённого на карте стратиграфического подразделения?
7. Как соотносится раскраска осадочных образований с подразделениями общей стратиграфической шкалы? Какому рангу подразделений (эратемам, системам, отделам или ярусам) соответствуют определённые тона окраски?
8. Как меняется оттенок окраски в зависимости от различий возраста осадочных пород, принадлежащих к одной системе?
9. Какие тона окраски используются для изображения интрузивных пород различного состава (гранитов, диоритов, габбро, ультраосновных пород и т.д.)?
10. Что обозначают буквенно-цифровые индексы интрузивных образований на геологической карте?

Литература:

1. Ананьев, В.П. Основы геологии, минералогии и петрографии: Учеб. для вузов [текст] / В.П.Ананьев, А.Д. Потапов. – 2-изд., перераб. и доп. – М.: Высш. шк., 2005.
2. Короновский, Н.В. Геология: учебник [текст] / Н.В. Короновский, Н.А. Ясаманов. - 3-е изд., стер. - М.: АСADEMIA, 2006.
3. Милютин, Г.А. Геология: Учебник [текст] /А.Г. Милютин. – М.: Высшая школа, 2004.

ПРАКТИЧЕСКАЯ РАБОТА № 8

Т е м а . Построение геологического разреза по карте с горизонтальным и наклонным залеганием горных пород.

З а д а ч и . Приобретение навыков построения геологического разреза по заданной линии.

У ч е б н ы й м а т е р и а л . Учебные геологические карты крупного или среднего масштаба.

М е т о д и к а р а б о т ы .

При решении различных исследовательских и практических задач нередко возникает необходимость построить геологический разрез в вертикальной плоскости. Это несложно сделать, основываясь на изображении геологической ситуации в горизонтальной плоскости (на карте или плане).

Чертеж, на котором геологическое строение изображается в вертикальной плоскости, называется *геологическим разрезом*. Построение разреза удобно выполнять на листе бумаги с миллиметровой разметкой (миллиметровке).

Вдоль верхнего края листа миллиметровки откладывается горизонтальная базисная линия, длина которой соответствует длине линии разреза в масштабе карты. К её начальной и конечной точкам проводятся перпендикуляры – вертикальные линии, на которых откладываются отметки высот. *Как правило, выбираются одинаковый горизонтальный и вертикальный масштабы, но при горизонтальном и очень пологом залегании горных пород, вертикальный масштаб обычно выбирается в несколько раз крупнее горизонтального (за исключением горных районов с сильно расчленённым рельефом)*. Диапазон шкалы высот выбирается исходя из минимальных и максимальных значений высотных отметок по линии профиля. Таким образом, создаётся бинарная система прямоугольных координат, в которой положение каждой точки рельефа определяется пересечением двух линий: первая соответствует её месту на горизонтальной линии профиля, вторая – абсолютной высоте. Последовательность точек соединяется плавной линией, изогнутой книзу – в долинах и котловинах и кверху – на возвышенных участках. Полученная линия является гипсометрическим профилем по выбранной линии местности. Объекты местности, имеющие собственные названия (горы, холмы, реки и т.д.) подписываются сверху над линией профиля.

Далее край листа миллиметровки прикладывается на карте к выбранной линии разреза. Вдоль него на линии гипсометрического профиля короткими штрихами простым мягким карандашом отмечаются все места пересечения линии разреза с геологическими границами, а также все разрывные нарушения, оси синклинальных и антиклинальных структур. Определяются элементы залегания каждого слоя (то есть определяется, в каком направлении и под каким углом он падает). С помощью транспортира и линейки откладываются соответствующие углы, и все границы продолжают вниз до определенной преподавателем глубины построения данного разреза (она может быть различной в зависимости от сложности геологического строения участка и характера залегания горных пород). Затем аккуратно и четко подписываются все геологические индексы (в полном соответствии с картой), и поля пород закрашиваются цветными карандашами в соответствии с их возрастом (для стратифицированных подразделений), либо составом (для интрузивных образований). Литологический состав каждого подразделения отображается при помощи крапа. При этом в качестве образца студенты используют цветную геохронологическую шкалу и таблицу условных знаков для изображения наиболее распространенных горных пород. Над чертежом подписывается заголовок («Геологический разрез по линии А – Б»), снизу указываются значения горизонтального и вертикального масштабов.

Ознакомившись с методикой построения геологического разреза, студенты получают учебные геологические карты с нанесённой линией разреза, вдоль которой отстраивают гипсометрический профиль и геологический разрез.

Методика построения геологического профиля по картам с горизонтальным залеганием слоев горных пород.

Наиболее простыми являются геологические карты, отображающие горизонтальное залегание слоев. Если рельеф местности, представленной на карте, выровненный (плоский, нерасчлененный), то при горизонтальном залегании слоев геологическая карта будет представлять сплошное поле, закрашенное одним цветом, соответствующим возрасту наиболее молодого (верхнего) слоя. Аналогичная картина будет наблюдаться, если эрозионная сеть (овраги, балки, реки) развивается в пределах верхнего пласта и не врезается в подстилающий слой. Если эрозионная сеть прорезает несколько горизонтально залегающих слоев, то на геологической карте с горизонталями границы выход пластов совпадут с горизонталями рельефом или пройдут параллельно им. Таким образом, если обнажающийся пласт не сечет горизонтали, залегание его горизонтальное.

На геологической карте по выбранному направлению наносим линию геологического профиля концы которой обозначены буквами А-Б. Как правило, линии профилей на геологических картах проводят от одной рамки к другой, а не обрывают их внутри пласта. На карте может быть проведено несколько линий профилей, некоторые могут пересекаться; положение границ пластов на разрезах в точках пересечения должно быть одинаковым.

Сначала строим топографический профиль. Для этого под картой (на листке) прочерчиваем вспомогательную линию такой же длины, как и линия профиля на карте (А-Б). Горизонтальный масштаб профиля обычно равен масштабу карты.

Вертикальный масштаб профиля выбирают в зависимости от масштаба карты и характера рельефа. Разница высотных отметок на карте, например равна 30 м (130-100), что в масштабе 1:50 000 соответствует 0,6 м. Следовательно, вертикальный масштаб необходимо для наглядности увеличить до 1:1 000 (1 см - 10 м). Увеличение вертикального масштаба при составлении геологических разрезов (при горизонтальном залегании слоев) допускается.

После того как вертикальный масштаб выбран, его строят и надписывают с другого конца вспомогательной линии. На вспомогательной линии откладывают точки пересечения линии разреза с горизонталями рельефа на карте, а над точками подписывают их высотные отметки. По системе прямоугольных координат находят точки земной поверхности в местах пересечения горизонталей с линией разреза, соединяют их плавной кривой линией и получают линию топографического профиля.

На вспомогательную прямую переносят точки пересечения линия разреза о границами выхода пластов на геологической карте, а затем проектируют на топографический профиль. После этого проводят границ пластов в вертикальной плоскости разреза.

Топографический профиль, границы пластов на профиле и вертикальный масштаб обводят тушью. Вспомогательные линии и значки, проведенные карандашом, стирают. На

концах профиля ставят соответственно буквы А-Б. Разрез ориентируют относительно сторон горизонта. Возраст пластов обозначают соответствующим цветом - согласно условным цветам стратонамов на геологических картах, литологический состав условными обозначениями; на пластах (или за пределами профиля) проставляют индексы, указывающие возраст пород.

Сверху разрез подписывают; «Геологический профиль по линии ...» Под названием разреза помещают горизонтальный и вертикальный масштабы.

Методика построения геологического профиля по карте с наклонным залеганием слоев.

При наклонном залегания слоев и выровненном (нерасчлененном или слабо расчлененном) рельефе пласты вытягиваются прямолинейно по простиранию, образуя строго параллельные полосы. При неровном (расчлененном) рельефе границы наклонного пласта изгибаются - чем меньше угол падения, тем большее влияние на конфигурацию границ оказывает рельеф. При угле падения 3, 5, 7° границы пластов почти параллельны горизонталям; при больших углах падения они резко не согласуются с горизонталями; при вертикальном залегании пластов рельеф совершенно не оказывает влияния на контуры пластов (границы вертикального пласта при любом рельефе идут прямолинейно по простиранию).

На геологической карте выбираем направление профиля по линии А-Б. Масштаб карты 1:5 000. Как и в случае с горизонтальным залеганием пластов, сначала строим топографический профиль. Следует помнить, что увеличение вертикального масштаба при наклонном залегании пластов недопустимо (вертикальный масштаб должен быть равен масштабу карты). На топографический профиль проектируем точки пересечения границ пластов (стратонамов) с линией разреза на карте, после чего под известным углом проводим границы пластов в вертикальной плоскости разреза.

Если элементы залегания пластов на карте не отражены, то на вспомогательную линию А-Б, кроме того, переносят точки пересечения линии разреза на карте с линиями простирания (горизонталями) поверхности какого-либо пласта. Линия, соединяющая полученные точки пересечения, отражает наклон пласта в направлении А-Б. Для определения угла падения пласта достаточно двух точек. Границы других пластов проводят параллельно полученной линии падения. При незначительных колебаниях рельефа топографический профиль будет представлен в виде мелкозубчатой линии, т.к. увеличение вертикального масштаба не допускается. В таком случае топографический профиль можно не строить, а от руки провести горизонтальную линию на уровне средней высоты местности по линии разреза на карте. Эту линию можно использовать и как вспомогательную для нанесения точек пересечения линии разреза с границами выходов пластов.

Окончательное оформление геологического профиля, нанесение условных обозначений и масштаба такое же, как и при горизонтальном залегании слоев.

Контрольные вопросы:

1. Что такое геологический разрез?

2. Какова последовательность выполнения основных операций при построении геологического разреза?
3. Исходя из чего выбирается диапазон шкалы высот при построении геологического разреза?
4. Почему и в каких случаях вертикальный масштаб геологического разреза может отличаться от горизонтального?
5. Что такое гипсометрический профиль и как он строится?
6. Как строятся границы геологических тел на разрезе?
7. Как определяется направление и угол падения слоёв при построении разреза?
8. В соответствии с чем на разрезе раскрашиваются геологические подразделения?
9. Чему должны соответствовать индексы геологических подразделений, показываемых на разрезе?
10. Как изображается вещественный состав горных пород на разрезе?

Литература:

1. Ананьев, В.П. Основы геологии, минералогии и петрографии: Учеб. для вузов [текст] / В.П.Ананьев, А.Д. Потапов. – 2-изд., перераб. и доп. – М.: Высш. шк., 2005.
2. Короновский, Н.В. Геология: учебник [текст] / Н.В. Короновский, Н.А. Ясаманов. - 3-е изд., стер. - М.: АСADEМIA, 2006.
3. Милютин, Г.А. Геология: Учебник [текст] /А.Г. Милютин. – М.: Высшая школа, 2004.

ПРАКТИЧЕСКАЯ РАБОТА № 9

Т е м а . Карта четвертичных образований, её чтение и анализ.

З а д а ч и . Ознакомление студентов с содержанием карты четвертичных образований, отображаемыми на ней объектами, способами их картографического изображения, методикой анализа карт четвертичных образований.

У ч е б н ы й м а т е р и а л . Карты четвертичных образований различных масштабов и легенды к ним.

М е т о д и к а р а б о т ы . На картах четвертичных образований показываются отложения четвертичного возраста в соответствии с их генезисом, возрастом, формой и взаимоотношениями слагаемых ими геологических тел.

Контурные геологических тел, сложенных четвертичными образованиями, показываются в соответствии с площадями их выхода на дневную поверхность. Границы между ними показываются сплошными тонкими линиями, как и на обычных геологических картах. Площади их развития изображаются методом качественного фона в соответствии с генезисом и возрастом геологических тел. Основной тон окраски

отображает генетический тип отложений, а оттенок – их возраст. Индекс каждого подразделения также отражает как его возраст, так и генетическую принадлежность. Кроме того, гашурными знаками может показываться вещественный состав отложений, а немасштабными знаками – объекты, не выражающиеся в масштабе карты, а также различные геоморфологические и палеогеографические элементы, мощности покрова, типы геологических границ и т.д.

В качестве основных генетических типов и подтипов на картах четвертичных образований показываются: элювий, склоновые отложения (делювий, дерупций, десперсий, десерпций, дефлюкций, солифлюкций, деляпсий), отложения водных потоков (аллювий, пролювий), озёрные (лимний), болотные (полюстрий), ледниковые (гляциальные, флювиогляциальные, лимногляциальные), эоловые, морские, вулканогенные, техногенные. Особо показываются участки поверхности, на которых покров четвертичных отложений не развит (выходы дочетвертичных образований).

Характерной чертой распространения различных генетических типов четвертичных отложений является их приуроченность к определённым элементам рельефа, которые определяют обстановку их формирования (склоны, тальвеги) либо напротив, формируются в результате соответствующих геологических процессов (речные террасы, конусы выноса, моренные гряды, барханы и т. д.).

Возраст четвертичных образований показывается в соответствии с общей стратиграфической шкалой четвертичной системы, приведённой в табл.7. Индекс конкретного геологического тела представляет собой совокупность генетического индекса и обозначения принадлежности к подразделению ОСШ. В дополнение к этому, на картах крупного масштаба может показываться принадлежность конкретных геологических тел к подразделениям региональной стратиграфической шкалы – горизонтам. В этом случае в индексе к обозначению принадлежности геологического тела к подразделению ОСШ добавляется подстрочный знак принадлежности к горизонту (согласно приводимой в легенде региональной шкале).

Рассмотрев основные понятия и способы изображения четвертичных образований на соответствующих картах, студенты читают предложенные им карты четвертичных образований, определяют генезис и возраст четвертичных отложений на различных участках, анализируют связь между положением конкретных геологических тел и рельефом местности и другие закономерности их распространения.

Контрольные вопросы:

1. Что такое карта четвертичных отложений? Что на ней изображается?
2. В соответствии с чем на карте четвертичных отложений показываются контуры геологических тел, сложенных четвертичными образованиями?
3. Как показываются границы геологических тел, сложенных четвертичными образованиями?
4. Что на картах четвертичных отложений показывает основной тон окраски, а что – оттенок?
5. Что отражает буквенно-цифровой индекс четвертичного подразделения на карте четвертичных отложений?

6. Для чего на карте четвертичных отложений могут использоваться гашурные знаки?

7. Какие основные генетические типы и подтипы отложений показываются на карте четвертичных образований?

8. В соответствии с чем показывается возраст четвертичных отложений?

Литература:

1. Чистяков, А.А. Четвертичная геология [текст] / А.А. Чистяков, Н.В. Макаров, В.И. Макаров. – М.: ГЕОС, 2000.

2. Боуэн, Д. Четвертичная геология [текст] / Д. Боуэн – М.: Мир, 1981. – 272 с.

3. Лукашев, К.И. Геология четвертичного периода [текст] / К.И. Лукашев. – Минск: Высшая школа, 1971.

Список литературы
Основная

1. Ананьев, В.П. Основы геологии, минералогии и петрографии: Учеб. для вузов [текст] / В.П.Ананьев, А.Д. Потапов. – 2-изд., перераб. и доп. – М.: Высш. шк., 2005. – 398 с.
2. Карлович, И.А. Геология: Учебное пособие для вузов [текст] / И.А. Карлович. – М.: Академический проект, 2004. – 704 с.
3. Короновский, Н.В. Геология: учебник [текст] / Н.В. Короновский, Н.А. Ясаманов. – 3-е изд., стер. – М.: АCADEMIA, 2006. – 448 с.
4. Милютин, Г.А. Геология: Учебник [текст] /А.Г. Милютин. – М.: Высшая школа, 2004. – 413 с.
5. Чистяков, А.А. Четвертичная геология [текст] / А.А. Чистяков, Н.В. Макаров, В.И. Макаров. – М.: ГЕОС, 2000. – 302 с.

Дополнительная

1. Аллисон А., Геология [текст] / А. Аллисон, Д. Палмер. – М.: Мир, 1984. 565 с.
2. Аглонов, С.В. Геодинамика [текст] / С.В. Аглонов – СПб: Изд-во С.-Петербур. ун-та, 2001. 352 с.
3. Ботвинкина, Л.Н. Древний ландшафт Земли [текст] / Л.Н. Ботвинкина. – М.: «Знание», 1973. – 64 с.
4. Боуэн, Д. Четвертичная геология [текст] / Д. Боуэн – М.: Мир, 1981. – 272 с.
5. Бредшоу, М.Дж. Современная геология [текст] / М. Дж. Бредшоу. –Л. Недра, 1977. – 279 с.
6. Будыко, М.И. Климаты Земли в прошлом и будущем [текст] / М.И. Будыко. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 71 с.
7. Будыко, М.И. Глобальные климатические катастрофы [текст] / М.И. Будыко, Г.С. Голицын, Ю.А. Израэль. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. 158 с.
8. Бушинский, Г.И. Выветривание – процессы, породы и руды [текст] / Г.И. Бушинский, В.А. Теняков // Литология и полезные ископаемые. 1977. № 5. – С. 10-19.
9. Веклич, М.Ф. Палеогеография и ее основные задачи [текст] / М.Ф. Веклич // Палеогеография, Палеоландшафты. Киев: Наукова думка, 1977. С. 3-66.
10. Величко, А.А. Природный процесс в плейстоцене [текст] / А.А. Величко. – М.: Наука, 1973. – 256 с.
11. Витязев, А.В. Планеты Земной группы. Происхождение ранняя эволюция [текст] / А.В. Витязев, Г.В. Печерникова, В.С. Сафронов. – М.: Наука, 1990. – 294 с.
12. Витязев, А.В. Современное представление о происхождении Солнечной системы [текст] / А.В. Витязев // Энциклопедия «Современное естествознание». – М.: Магистр-Пресс. Т. 9. 2000. – С. 16-19.
13. Войткевич, Г.В. Происхождение и химическая эволюция Земли [текст] / Г.В. Войткевич. – М.: Наука, 1973. – 167 с.
14. Войткевич, Г.В. Возникновение и развитие жизни на Земле [текст] / Г.В. Войткевич. – М.: Наука, 1987. – 140 с.
15. Гвоздецкий, Н.А. Карст. [текст] / Н.А. Гвоздецкий. – М: Мысль, 1981. – 214 с.

16. Данбар, К. Основы стратиграфии [текст] / К. Данбар, Дж. Роджерс. – М.: Изд-во «Иностранной литературы», 1962. – 364 с.
17. Зубаков, В.А. Введение в палеогеографию плио-плейстоцена [текст] / В.А. Зубаков. – Л., 1979. – 234 с.
18. Зубаков, В.А. Палеоклиматы позднего кайнозоя [текст] / В.А. Зубаков. – Л.: Гидрометеоздат, 1983. 215 с.
19. Иванова, М.Ф. Общая геология. Учебник для студентов ун-тов [текст] / М.Ф. Иванова. М.: высш. школа, 1974. – 400 с.
20. Иорданский, Н.Н. Развитие жизни на Земле [текст] Н.Н. Иорданский. – М., 1980. – 240 с.
21. Короновский, Н.В. Основы геологии [текст] / Н.В. Короновский, А.Ф. Якушова. – М.: Высш.шк., 1991. – 421 с.
22. Левитес, М.Я. Общая геология с основами исторической геологии и геологии СССР [текст] / М.Я. Левитес. – М., Недра, 1978. – 360 с.
23. Лукашев, К.И. Геология четвертичного периода [текст] / К.И. Лукашев. – Минск: Высшая школа, 1971. – 399 с.
24. Малахов, А.А. Краткий курс общей геологии [текст] / А.А. Малахов. – М., «Высшая школа», 1969. – 232 с.
25. Марков, К.К. Четвертичный период. В 2-х томах [текст] / К.К. Марков, Г.И. Лазуков, В.А. Николаев. – М.: Изд-во МГУ, 1965. Т. 1. – 371 с.; Т.2. – 435 с.
26. Муратов, М.В. Происхождение материков и океанических впадин [текст] / М.В. Муратов. – М.: Наука, 1975. – 176 с.
27. Нейштадт, М.И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене [текст] / М.И. Нейштадт. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 404 с.
28. Немков, Г.И. Историческая геология с элементами палеонтологии [текст] / Г.И. Немков. – М.: «Просвещение». – 1980.
29. Обручев, В.Д. Основы геологии [текст] / В.Д. Обручев. – М.-Л.: Геолитиздат, 1947. – 327 с.
30. Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет (атлас – монография). – М.: Наука, 1982. – 156 с.
31. Пиннекер, Е.В. Подземная гидросфера [текст] / Е.В. Пиннекер. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1984. – 157.
32. Происхождение и ранняя эволюция Земли. – М.: Наука, 1990. – 296 с.
33. Раст, Х. Вулканы и вулканизм [текст] / Х. Раст. – М.: Мир, 1982. – 344 с.
34. Резанов, И.А. Великие катастрофы в истории Земли [текст] / И.А. Резанов. – М.: Наука, 1984. – 196 с.
35. Серпухов, В.И. Курс общей геологии [текст] / В.И. Серпухов, Т.В. Билибина, А.И. Шалимов и др. – Л.: Недра, 1976. 535 с.
36. Сорохтин, О.Г. Развитие Земли [текст] / О.Г. Сорохтин, С.А. Ушаков. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. – 560 с.
37. Хаин, В.Е. Историческая геология [текст] / В.Е. Хаин, Н.В. Короновский, Н.А. Ясаманов. – М., МГУ, 2006 – 447 с.
38. Храмов, А.Н. Палеомагнитология [текст] / А.Н. Храмов, Г.И. Гончаров и др. – Л.: Недра, 1982.

39. Шейдеггер, А. Основы геодинамики [текст] / А. Шейдеггер. – М.: Недра, 1987. – 384 с.
40. Юбельт, Р. Определитель горных пород [текст] / Р. Юбельт, П. Штрайер. – «Мир», 1978. – 238 с.
41. Юбельт, Р. Определитель минералов [текст] / Р. Юбельт. – М.: «Мир», 1978. – 360 с.
42. Якушова, А.Ф. Геология с элементами геоморфологии [текст] / А.Ф. Якушова. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1983. – 124 с.
43. Якушова, А.Ф. Динамическая геология [текст] / А.Ф. Якушова. – М.: «Просвещение», 1970. – 336 с.
44. Ясаманов, Н.А. Древние климаты Земли [текст] / Н.А. Ясаманов. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 296 с.