

## Лекция 9

### ОСНОВЫ ПЕТРОГРАФИИ. МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

План лекции:

Генетическая классификация горных пород Магматические горные породы.

Классификация магматических горных пород.

Основные типы магматических горных пород

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

**Горные породы**, содержащие полезные компоненты, извлечение которых экономически целесообразно, называются полезными ископаемыми.

**Наука**, изучающая горные породы, называется петрографией (от греч. «петрос» – камень). Это наука о минералогическом и химическом составе, структурах и текстурах, условиях залегания и закономерностях распространения, происхождении и изменениям горных пород.

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

Каждая горная порода характеризуется химическим и минералогическим составом.

Химический состав выражается в процентных соотношениях главных оксидов:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и др. – это **петрогенные** элементы, которые составляют 96-97% от объема породы. Остальные 3-4% составляют элементы-примеси.

При одном и том же химическом составе горные породы могут иметь различный минералогический состав. В связи с этим решающую роль при определении горной породы имеет ее минеральный состав.

По минеральному составу горные породы бывают **мономинеральными** (по греч. «моно» – один), если они состоят преимущественно из одного **минерала (кварцит, известняк, лабродорит, каменная соль и др.)**, и **полиминеральными** (по греч. «поли» – много), если состоят из нескольких минералов (**гранит, гнейс, конгломерат и др.**).

В обоих случаях различают главные породообразующие минералы, составляющие более 5% объема породы, и второстепенные, или акцессорные, минералы, слагающие менее 5% ее объема. Главные породообразующие минералы определяют тип горной породы, наличие или отсутствие акцессорных минералов является в ряде случаев важной характеристикой, но не влияет на название горной породы.

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

Строение горной породы определяется структурой и текстурой.

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

**Текстура** – это особенности строения, определяемые характером размещения минеральных зерен в горной породе и их ориентировкой. Все основные особенности горных пород (вещественный состав, строение, форма залегания) определяются их происхождением.

## 1. Генетическая классификация горных пород

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

**Магматические горные породы** образуются при охлаждении и затвердевании магматического расплава на разных глубинах или на поверхности Земли.

**Осадочные горные породы** формируются в результате разрушения любых по происхождению пород (осадочных, магматических или метаморфических), переотложения продуктов разрушения на поверхности Земли (в морях, океанах, на суше и т. д.) и последующего преобразования.

**Метаморфические горные породы** возникают на разных глубинах при воздействии на них высоких температур и давлений, а также газов и флюидов.

## 2. Магматические горные породы

**Магматические породы** образуются в результате кристаллизации и затвердевания магмы на глубине или лавы на земной поверхности при вулканических извержениях. Магматические породы также называют изверженными или .

Застывшая на глубине магма образует интрузивные (от лат. «интрузио» — внедрение) или внедрившиеся тела (**интрузивы, плутоны**).

Горные породы, образованные на поверхности земли в результате излияния лав, называют **эффузивными** или излившимися, породами (от лат. «эффузио» — излияние).

По глубине застывания интрузивные породы делятся на **глубинные** и **полуглубинные**.

**Глубинные, или абиссальные** (от греч. «абиссос» — бездонный) породы формируются на больших глубинах (более 7 км), в условиях длительно сохраняющихся высоких температур и давлений и характеризуются полной раскристаллизацией магматического расплава.

**Полуглубинные (гипабиссальные)** горные породы, затвердевшие на средних и небольших глубинах (3-7 км), по условиям образования являются промежуточными между глубинными интрузивными и эффузивными. Температура и давление магмы на разных глубинах меняются по-разному, и могут возникать как полно-, так и неполнокристаллические породы.

## 2.1. Классификация магматических горных пород

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

Химический анализ магматических горных пород показывает, что они состоят в основном из восьми оксидов:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ . В значительно меньших количествах присутствуют  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и некоторые другие. Из главных оксидов только  $\text{SiO}_2$  присутствует во всех магматических породах в значительных количествах. Оксид  $\text{SiO}_2$  и принят за основу химической классификации изверженных горных пород.

По содержанию кремнезема (оксида  $\text{SiO}_2$ ) магматические породы подразделяются на четыре группы:

кислые,  $\text{SiO}_2 = 64-78 \%$ , средние,  
 $\text{SiO}_2 = 53-64 \%$ , основные,  $\text{SiO}_2$   
 $= 44-53 \%$ , ультраосновные,  $\text{SiO}_2$   
 $= 30-44 \%$ .

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

**Минералами** — показателями степени кислотности являются **кварц и оливин**. **Кислые породы** отличаются значительным содержанием кварца. Для основных и ультраосновных пород характерен оливин, а кварц может встречаться только как второстепенный (менее 5%) минерал и микроскопически обычно не виден. Средние по степени кислотности породы, занимая промежуточное положение и по минералогическому составу, являются переходными между кислыми и основными породами.

Важным показателем для классификации является содержание в магматической породе щелочей. По сумме щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) выделяются три ряда магматических пород: **низкощелочные, умеренно-щелочные и щелочные (с высокой щелочностью)**.

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

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

В земной коре среди магматических пород около 70% составляют основные породы, а кислые и средние вместе — около 30%. На ультраосновные породы приходится незначительная доля процента.

При этом среди **эффузивов** самыми распространенными являются лавы **основного состава (базальты)**, а среди **интрузивных образований** — **кислые породы (граниты и гранодиориты)**.

Среди всех типов по степени кислотности (кислые, средние и т. д.) наиболее широко распространены магматические породы низкой щелочности. Однако умереннощелочные и щелочные породы хотя и развиты меньше, но не являются редкими.

## 2.2. Основные типы магматических горных пород

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

Магматические породы кислого состава [ $\text{SiO}_2 = 64-78 \%$ ]

Кислые магматические породы развиты довольно широко. Они сосредоточены главным образом на континентах. Среди кислых пород преобладают плутонические образования. Кислые эффузивы развиты значительно меньше и по распространению уступают средним и основным эффузивам.

Кислые магматические породы пересыщены кремнеземом, содержание которого составляет 64-78 %. Более кремнекислых магматических пород в природе не существует. Минералогический состав кислых пород характеризуется высоким содержанием кварца (15-40%), полевых шпатов (40-60%) и небольшим количеством темноцветных железистомагнезиальных силикатов (15-25%), среди которых чаще присутствуют слюды и роговая обманка, реже пироксены.

Среди них по составу полевых шпатов выделяют плагиоклаз — **ортоклазовые** (группа гранита – липарита) и существенно **плагиоклазовые** — группа гранодиорита – дацита.

1. **Граниты** — глубинные кислые породы полнокристаллического строения. Породообразующими минералами являются кварц, калиевый и калинатровый полевой шпат, кислый плагиоклаз, биотит, мусковит, роговая обманка, реже пироксены.

Количество кварца колеблется от 25 до 40 %. Среди полевых шпатов, которые в целом составляют 60 % и более, калиевые и калинатровые полевые шпаты преобладают или присутствуют в равных количествах с кислыми плагиоклазами.

Цветные силикаты составляют 5-10%, но количество их может увеличиваться до 20%. В зависимости от цветных силикатов различают граниты биотитовые, двуслюдяные, роговообманковые и др. Полнокристаллические структуры гранитов могут быть равно- и неравнокристаллическими. Довольно характерной является порфириовидная структура. Среди равнокристаллических структур развиты разности от мелко– до крупнокристаллических.

Преобладающей текстурой гранитов является массивная, реже встречаются флюидальная и пятнистая. Цвет гранитов — светло-серый, розовато-серый, красный.

**Риолиты** — излившийся аналог гранитов неполнокристаллической порфириовой или афириовой и стекловатой структуры. В риолитах с порфириовой структурой вкрапленники представлены кислым плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и кварцем. Все три минерала могут присутствовать в равных количествах. Более редко среди вкрапленников появляются биотит и роговая обманка.

Основная масса неизмененных вторичными процессами липаритов стекловатая, а вкрапленники свежие. В результате вторичных изменений вулканическое стекло претерпевает раскристаллизацию и превращается в микрокристаллический кварцполевошпатовый агрегат. Вкрапленники полевых шпатов также изменяются, по калиевым полевым шпатам развивается каолин, по кислым плагиоклазам — серицит, они теряют твердость, спайность и блеск, становятся матовыми. Текстура риолитов массивная, флюидальная, реже пористая. Цвет чаще светло-серый, иногда с розовым или желтым оттенком, нередко темный, буровато-красный за счет тонко распыленного гематита.

Граниты рапакиви отличаются крупными, в 5-10 см, округлыми выделениями красного калинатрового полевого шпата с каймой серого плагиоклаза.

Среди эффузивных кислых пород встречаются разности, сложенные полностью вулканическим стеклом. Среди таких пород различают обсидианы, перлиты и пемзы. Более основные разности вулканического стекла развиты значительно меньше. Кислотность определяется только химическими анализами. Макроскопически отличить кислое вулканическое стекло от среднего и основного невозможно.

**Обсидианы** — массивные породы с характерным раковистым изломом и смоляным блеском, окрашенные в различные цвета, часто очень темные до черного.

**Перлиты**, или **пехштейны**, отличаются от обсидианов более светлой серой окраской и перламутровым блеском. При нагревании до 1000–1200°C перлит вспучивается, многократно увеличиваясь в объеме.

**Пемзы** — высокопористые или пенистые породы белого, серого, желтого и даже черного цвета. Пемзы образуются при быстром застывании кислых лав, насыщенных парами и газами.

## Магматические породы среднего состава [ $\text{SiO}_2 = 64-53 \%$ ]

Средние породы по распространению уступают основным и кислым. Занимая положение между кислыми и основными, средние породы имеют переходный минеральный состав. С основными породами их сближает довольно большое количество железисто-магнезиальных силикатов (в среднем 35 %), а с кислыми — появление кварца.

По сумме щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) средние породы относятся к известковощелочному, субщелочному и щелочному рядам.

Главными породообразующими минералами для всех средних пород являются полевые шпаты и темноцветные силикаты (роговая обманка, биотит, пироксены). При этом в состав щелочных средних пород входит нефелин, а некоторых известковощелочных и субщелочных — кварц.

Известково-щелочные средние породы, в которых сумма щелочей составляет от 3 до 7,5% ( $3 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 7,5$ ), являются существенно плагиоклазовыми и объединяются в группу диорита-андезита. К этой группе относятся также переходные к кислым породам — кварцевые диориты, отличающиеся от диоритов присутствием кварца (5-20 %), и переходные к основным — габбро-диориты с повышенным количеством темноцветных силикатов.

1. **Диориты** — глубинные средние породы нормальной щелочности полнокристаллического строения. Породообразующими минералами являются плагиоклаз, но составу варьирующий от среднего (андезина) до основного (Лабрадора), и темноцветные силикаты, среди которых преобладает роговая обманка, нередко присутствуют пироксены, иногда биотит. Количественные соотношения между плагиоклазом и темноцветными минералами меняются в широких пределах. Цветное число чаще всего составляет 35, а в габбро-диоритах возрастает до 50. Цвет диорита серый разных тонов в зависимости от количества темноцветных минералов. Полнокристаллическая структура может быть от мелко- до крупнокристаллической, текстура массивная, реже пятнистая.

**Андезиты** — излившиеся породы среднего состава порфировой, иногда афировой структуры. Вкрапленники представлены плагиоклазом и роговой обманкой, реже пироксеном. Состав плагиоклаза меняется от среднего до основного. Основная масса

афанитовая, под микроскопом видно большое количество микролитов плагиоклаза, пироксена, чаще раскристаллизованное вулканическое стекло, иногда много мелких зерен магнетита, изредка немного зерен кварца. Цвет андезитов серый или темно-серый, нередко с зеленоватым оттенком, при этом крупные вкрапленники светлого плагиоклаза четко выделяются на фоне более темной матовой основной массы. Текстура андезитов массивная, нередко флюидальная, иногда пористая.

Субщелочные средние породы содержат от 5 до 12 % щелочей ( $5 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 12$ ) и характеризуются наличием в их составе наряду с плагиоклазами калиево-натриевых полевых шпатов. Наиболее типичными для них являются породы группы сиенита-трахита.

**2. Сиениты** — глубинные полнокристаллические породы. Главными минералами являются калинатровый полевой шпат, плагиоклаз, состав которого может меняться от среднего до кислого, и железисто-магнезиальные силикаты (пироксены, роговая обманка, биотит). Для сиенитов характерно заметное преобладание калинатровых полевых шпатов, которые могут составлять до 60-80 %, над плагиоклазами. Цветное число сиенитов обычно не превышает 10-30 %. Сиениты имеют серый, розовый или красный цвет. Полнокристаллическая структура может быть равно- и неравнокристаллической. Часто встречаются крупнокристаллические и порфирированные разновидности. Текстура сиенитов чаще массивная, нередко флюидальная.

**Трахиты** — излившиеся аналоги сиенитов с порфирированной или афирной структурой. Во вкрапленниках присутствуют полевые шпаты, реже темноцветные минералы. Основная масса состоит из микролитов и часто не содержит вулканического стекла. Цвет трахитов серый, розовый. На свежих сколах трахиты шероховатые из-за обилия микролитов. Текстура пород чаще всего мелкопористая, иногда флюидальная.

Щелочные средние породы максимально богаты щелочами ( $57 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 21$ ) и недонасыщены кремнеземом. К ним относится группа нефелиновых сиенитов-фонолитов.

**3. Нефелиновые сиениты** — глубинные полнокристаллические породы, главными минералами которых являются нефелин, калинатровый полевой шпат, иногда кислый плагиоклаз и щелочные пироксены и амфиболы. Преобладают щелочной полевой шпат и нефелин, составляющие вместе до 50-90 % объема породы. Нефелины легко спутать с кварцем, поэтому следует помнить, что кварц и нефелин в породах вместе никогда не встречаются. Цветное число колеблется от 5 - 10 до 30-40.

Характерным для нефелиновых сиенитов является разнообразие акцессорных минералов: апатит, сфен, магнетит, эвдиалит, ловчоррит, лопарит и др., отдельные из которых могут образовывать значительные скопления.

Структура нефелиновых сиенитов часто крупно-, неравнокристаллическая и порфирированная. Текстура массивная, иногда флюидальная. Цвет серый, зелено-серый, серовато-красный.

**Фонолиты** — эффузивные аналоги нефелиновых сиенитов, развиты ограниченно.

## Магматические породы основного состава [ $\text{SiO}_2 = 44-53 \%$ ]

**Основные породы (или базиты)** представляют самую распространенную и весьма обширную группу магматических образований. Основные породы богаты окислами FeO, MgO, CaO и бедны кремнеземом SiO<sub>2</sub>. По сумме щелочей (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) подразделяются на три ряда: нормальной щелочности, субщелочные и щелочные. Наибольшим распространением пользуются основные породы нормальной щелочности. Главными минералами основных пород являются пироксены и плагиоклазы, оливин и роговая обманка могут присутствовать в разных количествах. Щелочные основные породы содержат, кроме того, фельдшпатыды (нефелин, лейцит). По содержанию темноцветных силикатов (цветное число) основные породы подразделяются на группу габбро-базальтов с умеренным количеством темноцветных минералов (MgO < 18%) и группу пироксенитов — пикробазальтов с высоким цветным числом (Mg > 18%), относимых к ультрамафитам.

Признаком для выделения группы пироксенитов является отсутствие плагиоклаза среди главных минералов.

**1. Группа габбро-базальта** является наиболее широко распространенной. Особенно широко развиты базальты, составляющие около 90 % от всего объема вулканического материала, поступившего на сушу и дно океанов.

По химическому составу породы группы габбро-базальта относятся к известковощелочному и субщелочному рядам, но по минеральному составу различить их затруднительно. Поэтому они рассматриваются как одна группа.

**Габбро** — глубинные полнокристаллические породы. Главными минералами являются основной плагиоклаз и пироксены примерно в равных количествах. Оливин может составлять до 30-35 %, и тогда порода называется оливинным габбро.

**Роговая обманка** может преобладать над пироксеном, тогда породу называют роговообманковым габбро, но чаще роговая обманка относится к второстепенным минералам. Цветное число в среднем составляет 50%, увеличиваясь в меланократовых и уменьшаясь в лейкократовых габбро. Меланократовые габбро связаны постепенными переходами с пироксенитами.

Цвет габбро от серого до темно-серого и черного. Структура обычно равно- и крупнокристаллическая. Текстура массивная, иногда пятнистая.

Разновидности габбро объединяются под названием габброиды. К ним относятся анортозиты, разности, почти нацело состоящие из плагиоклаза, например лабрадориты.

**Базальты** — эффузивные аналоги габбро неполнокристаллической афировой или порфировой структуры. Вкрапленники в базальтах с порфировой структурой представлены основным плагиоклазом, реже пироксеном, оливином, иногда роговой обманкой. Основная масса под микроскопом состоит из микролитов основного плагиоклаза, пироксена, вулканического стекла, часто хлоритизированного, и рудного минерала (магнетита и др.).

Количество вкрапленников в базальтах может быть различным, по довольно широко развиты афировые разности. Цвет базальтов темно-серый до черного, нередко с зеленоватым оттенком. Текстура часто бывает пористой, особенно в афировых разностях базальтов, но также может быть массивной, миндалекаменной и флюидальной. Базальты, излившиеся в подводных условиях, нередко имеют характерную шаровую или подушечную отдельность.

**Щелочные габброиды**, глубинные и эффузивные, развиты нешироко и отличаются появлением в их составе нефелина и калиевого полевого шпата.

**2. Группа пироксенитов** — пикробазальтов — практически бесполевошпатовых пород относится к основным породам нормальной щелочности ( $1 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 2,5$ ). Пикробазальты развиты ограниченно.

**Пироксениты** — плутонические полнокристаллические породы. Главными породообразующими минералами являются пироксены, составляющие не менее 60 % объема породы, и оливин (до 40 %). К второстепенным минералам относится основной плагиоклаз, количество которого в некоторых разностях может увеличиваться до 10 %. Такие разновидности пироксенитов являются переходными к меланократовым габброидам. Роговая обманка обычно не превышает 10 % объема пироксенитов, но может существенно замещать пироксены. Если количество роговой обманки увеличивается до 50-100 %, порода называется горнблендит. Цвет пироксенитов и горнблендитов черный или темно-зеленый, структура часто крупнокристаллическая, текстура обычно массивная. Пироксениты нередко имеют неравнокристаллическую структуру, когда в мелкокристаллической массе выделяются отдельные короткопризматические кристаллы пироксена.

Среди гипабиссальных пород основного состава развиты полно-, чаще мелко- и скрытокристаллические и порфириовидные разности, а также неполнокристаллические, как афировые, так и порфириовые. Полуглубинные основные породы, по условиям образования часто связанные либо с плутоническими, либо с вулканическими комплексами, имеют близкий с ними химический состав, темно-серый или черный цвет и отличаются по структуре. Афанитовые разности называются микрогаббро, габбро-порфиритами, характеризуются наличием более крупных кристаллов плагиоклаза и темноцветных минералов в скрыто- или мелкокристаллической массе.

**Диабазы (долериты)** имеют мелкокристаллическую структуру, массивную текстуру и черный цвет.

Среди гипабиссальных пород выделяется группа лампрофиров, не имеющих глубинных или вулканических аналогов. Лампрофиры — меланократовые породы, вкрапленники в которых представлены цветными минералами. Лампрофиры представлены многими видами, которые относятся к группам средних, основных и ультраосновных пород.

## Магматические породы ультраосновного состава [ $\text{SiO}_2 = 44-30$ %]

**Ультраосновные породы, или ультрабазиты (гипербазиты)**, развиты ограниченно, составляя менее 1% объема земной коры. Они представлены главным образом плутоническими образованиями. Вулканические и полуглубинные аналоги редки или вообще отсутствуют.

**Ультрабазиты** отличаются высоким содержанием окислов FeO, MgO, CaO и самым низким  $\text{SiO}_2$  и относятся к ультрамафитам. По сумме щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) выделяются низкощелочные и щелочные ультрабазиты. Породообразующими минералами являются оливин, пироксены, роговая обманка, а в щелочных ультрабазитах фельдшпатоиды (нефелин, лейцит). Отличительным признаком является отсутствие полевых шпатов. Наиболее широко развитые низкощелочные ( $0 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 1,5$ ) ультраосновные породы подразделяются на дуниты и перидотиты.

**Дуниты** — глубинные полнокристаллические породы, не имеющие вулканических аналогов. Дуниты состоят на 90 - 100% из оливина, в небольших количествах могут присутствовать магнетит и другие рудные минералы. Оливин, как правило, частично или



полностью замещен серпентином. Цвет дунитов черный и темно-серый с зеленоватым оттенком. В зависимости от степени серпентизации может быть буровато-зеленым. Структура равно-, мелко- и среднекристаллическая с характерной изометричной формой зерен оливина. Текстура массивная.

**Перидотиты** — глубинные полнокристаллические породы. В составе перидотитов присутствуют оливин (40-90 %), пироксены (10-60 %) и роговая обманка (5-40 %), разные соотношения которых определяют выделение разновидностей перидотитов, получивших свои названия. Цвет перидотитов черный и темно-серый с зеленым оттенком. В результате вторичных изменений (серпентизации и др.) цвет становится зеленым, иногда бурым. Структура перидотитов равно- и неравнокристаллическая, от мелко- до крупнокристаллической. Текстура массивная.

**Пикриты** — эффузивные аналоги перидотитов, в природе встречаются редко.

**Эффузивные ультраосновные породы.** Это породы семейства пикритов, среди которых выделяют меймечиты, пикриты и коматииты. Ранее считалось, что вулканических пород ультраосновного состава не существует. Тем не менее, в 60-70-е гг. на севере Сибирской платформы были найдены меймечиты, в Южной Африке и Австралии - коматииты. Они характеризуются составами аналогичными перидотитам, но несут черты вулканогенного генезиса - имеют порфиновые структуры, неоднородные текстуры (пористые, миндалекаменные и др.). Эффузивные породы ультраосновного состава определяются с большим трудом, т.к. обычно они превращены в серпентиниты и признаки их вулканогенного генезиса часто стерты наложенными процессами.

**Пикриты** - с выветрелой поверхности обычно имеют темно-бурю окраску, а в свежем изломе - темно-зеленые, почти черные. Текстуры - массивная, реже флюидальнодирективная и миндалекаменная. Как правило, пикриты имеют зернистое строение (афировые разности редки). Для коренных выходов пикритов характерна шаровая или глыбовая отдельность, а в элювии - их наблюдают в виде обломков эллипсоидной или паровой формы. Пикриты залегают в виде лавовых потоков или гипабиссальных тел.

**Меймечиты** - порфировидные или порфиновые породы. Цвет - буровато-серый до черного на фоне которого почти постоянно присутствуют вкрапленники желтоватозеленого оливина и миндалинами темно-зеленого серпентина. Текстура преимущественно массивная, в дайках иногда полосчатая. Эти породы широко распространены на севере Красноярского края (Маймеча-Котуйская провинция).

**Коматииты** в целом аналогичны пикритам. Главный критерий отнесения ультраосновной вулканической породы к коматииту - проявление «спинифекс-структуры» - длинновытянутые кристаллы оливина или пироксенов на фоне стекловатой массы.

С ультраосновными породами связаны месторождения хрома, никеля, элементов платиновой группы, золота, талька, асбеста.

## Пирокластические породы

Пирокластические породы образуются в результате мощных взрывов при вулканических извержениях, когда в атмосферу выбрасываются газово-обломочные тучи или разбрызгивается жидкая лава. Обломочный материал состоит из капель лавы, твердеющей при падении, отдельных кристаллов, образовавшихся при движении магмы к поверхности и выброшенных вместе с расплавом, а также твердых обломков, образующихся при разрушении вулканической постройки при взрывах.

Ассоциированный профессор  
кафедры ГРМПИ: доктор PhD, к.т.н.  
Маусымбаева Алия Думановна  
Образовательная программа 7М07202 «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых»

По размеру среди обломков различают вулканический пепел и песок (до 2 мм), лапилли (до 50 мм), вулканические бомбы и глыбы. Падая на землю, обломки образуют рыхлые, то есть не скрепленные между собой, пирокластические накопления, называемые тефрой. При уплотнении первоначально не скрепленный материал цементируется и в зависимости от размера обломков превращается в вулканический туф (размер обломков до 5 см) или в вулканическую брекчию (размер обломков более 5 см).

В этих породах обычно хорошо видна обломочная структура неправильной, нередко остроугольной формы обломков, сцементированных более тонким обломочным или неразличимым макроскопически материалом. В составе обломков могут присутствовать лавы, отдельные кристаллы минералов, вулканическое стекло в разных соотношениях.

По химическому составу пирокластические породы классифицируются так же, как лавы, по содержанию окисла  $\text{SiO}_2$  на кислые, средние, основные и ультраосновные.

Если к пирокластическому примешивается осадочный материал, выделяется особая группа вулканогенно-осадочных пород.

- 1 Абдулин А.А. Геология и минеральные ресурсы Казахстана. Алматы: Гылым, 2004.
- 2 Геологическое строение Казахстана / Бекжанов Г.Р., Кошкин В.Я., Никитченко И.И. и др. - Алматы: Академия минеральных ресурсов Республики Казахстан, 2005.
- 3 Полезные ископаемые Казахстана: Объяснительная записка к Карте полезных ископаемых Казахстана масштаба 1:1 000 000 / Никитченко И.И. – Кокшетау, 2006.
- 4 Геология и минерагения Казахстана. Алматы: «Казгео», 2008.
- 5 Геонауки в Казахстане. Алматы: «Казгео», 2008.
- 6 Бекжанов Г.Р., Фишман И.Л. Прогнозные ресурсы и управление недропользованием в Казахстане. Алматы, 2012.
- 7 Бакенов М.М. Оновы рудно-формационного анализа. Алматы, 2011.
- 8 Бакенов М.М., Отарбаев К. Геология полезных ископаемых Казахстана, Алматы, 2012.
- 9 Бакенов М.М. Нетрадиционные и новые виды полезных ископаемых Казахстана, Алматы, 2008.
- 10 Рельеф Казахстана (пояснительная записка к Геоморфологической карте Казахстана масштаба 1: 1 500 000). В 2 – х частях. – Алма – Ата: Гылым, 2011.
- 11 Бакенов М.М. Нерудные полезные ископаемые Казахстана, Алматы, 2009.
- 12 Бакенов М.М. Месторождения золота Казахстана, Алматы, 2008.
- 13 Сырьевая база алюминиевой промышленности Казахстана. Алматы: Академия минеральных ресурсов РК, 2006.
- 14 Сырьевая база черной металлургии Казахстана (железо, марганец, хром). Караганда

Ассоциированный профессор кафедры ГРМПИ: доктор PhD, к.т.н.

**Маусымбаева Алия Думановна**

Образовательная программа 7М07202 «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых»