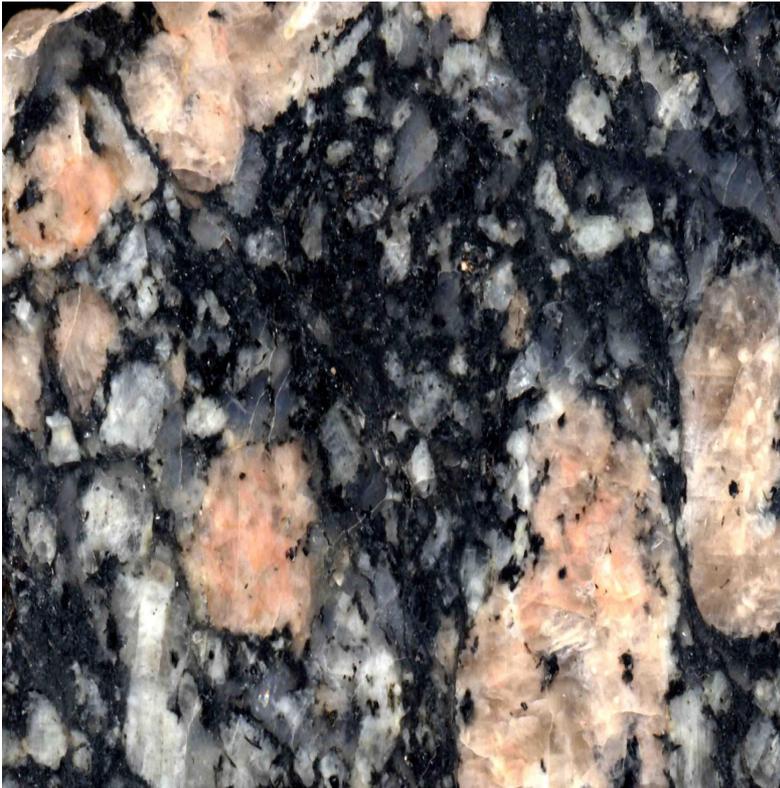


Петрография магматических пород



По условиям образования и структурно-текстурным показателям магматические породы подразделяются на изверженные, эффузивные и пирокластические, по фациальным условиям образования на три класса: плутонические, вулканические и гипабиссальные. Дальнейшее подразделение производится в зависимости от состава. Выделяются основные, средние и кислые породы.

Плутонические породы кристаллизуются в абиссальных условиях, образуясь путем интрузии (внедрения расплава), поэтому их называют интрузивными. Вулканические породы застывают на земной поверхности, образуясь путем эффузии (изливания), поэтому называются эффузивными или излившимися. Гипабиссальные породы кристаллизуются (или застывают) в полуглубинных условиях и, по сути, являются частично излившимися, т. к. застывают близ поверхности и могут частично изливаться на поверхность, поэтому их еще называют субвулканическими.

Магматические породы характеризуются определенным химическим и минеральным составом. Химический состав показывает количественное соотношение элементов, входящих в состав породы. Минеральный состав отражает характер соединений, в которых находятся эти элементы в породе. Породы, имеющие один и тот же химический состав, могут иметь разный минеральный состав, т. к. последний зависит не только от состава исходного расплава, но и от условий его кристаллизации.

.

Изверженные породы состоят из немногих минералов из известных 3 тысяч, только около 40 минералов входят в их состав.

Полевые шпаты 65% (из них 50% - калиевые и натровые, 15% кальциевые)

Пироксены и амфиболы 15%

Кварц 10,5%

Слюды 3,5 %

Другие минералы 6,0%

Главные минералы составляют 90-96% всей массы горных пород. По составу делятся на

- **Бесцветные или силикатные (полевые шпаты, фельдшпатоиды, кварц);**
- **Цветные или феррические (оливин, пироксен, амфиболы и биотит).**

Второстепенные минералы подразделяются на акцессорные, викарирующие (минералы, вытесняющие и заменяющие главные минералы) и вторичные (продукт разложения главных минералов)

- **(Акцессорные минералы всегда присутствуют в изверженных породах, только различные и в определенных типах (хромит, шпинель, циркон, магнетит, апатит)**

- **Викарирующие минералы второстепенные примеси (мусковит, титанистые: рутил, турмалин, сфен и др.)**

- **Вторичные не всегда присутствуют в породах, но иногда составляют большую их часть (хлорит, серпетин, серицит и т.д.).**

Случайные минералы (гранат, корунд, кордиерит и т.д.) не характерны для изверженных пород (это минералы метаморфизма) но иногда они присутствуют в виде примеси в магматических породах.

Главными компонентами, из которых состоят магматические горные породы, являются девять элементов: **O, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, H**. Эти элементы названы Г. Вашингтоном петрогенными, в отличие от металлогенных элементов, составляющих главную массу руд.

Особое значение имеют летучие компоненты (флюиды, минерализаторы), такие, как **H₂O, CO₂, P₂O₅, Li₂O, SO₃, B, F, Cl**, и другие. Эти компоненты своим присутствием способствуют кристаллизации расплавов.

В породах химический состав выражается в виде **главных окислов** – **SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, H₂O**, сумма которых составляет более 98 мас. %. Сумма второстепенных окислов **MnO, CO₂, P₂O₅** – около 1,5, а сера и хлор – 0,2 мас. %. Все остальные элементы таблицы Менделеева (элементы-примеси) вместе взятые составляют менее 0,5 мас. %.

Количественные соотношения различных элементов во многом зависят от содержания в расплаве **кремнекислоты (SiO₂)**, которая преобладает в составе пород, составляя в среднем около 50 % от суммы всех окислов. Поэтому **магматические породы и называются силикатными**. Подсчет среднего состава пород сделан рядом ученых, причем полученные цифры близки (в мас. %):

SiO₂ 59,12;

TiO₂ 1,05;

Al₂O₃ 15,34;

Fe₂O₃ 3,08;

FeO 3,80;

MgO 3,49;

CaO 5,08;

Na₂O 3,84;

K₂O 3,13;

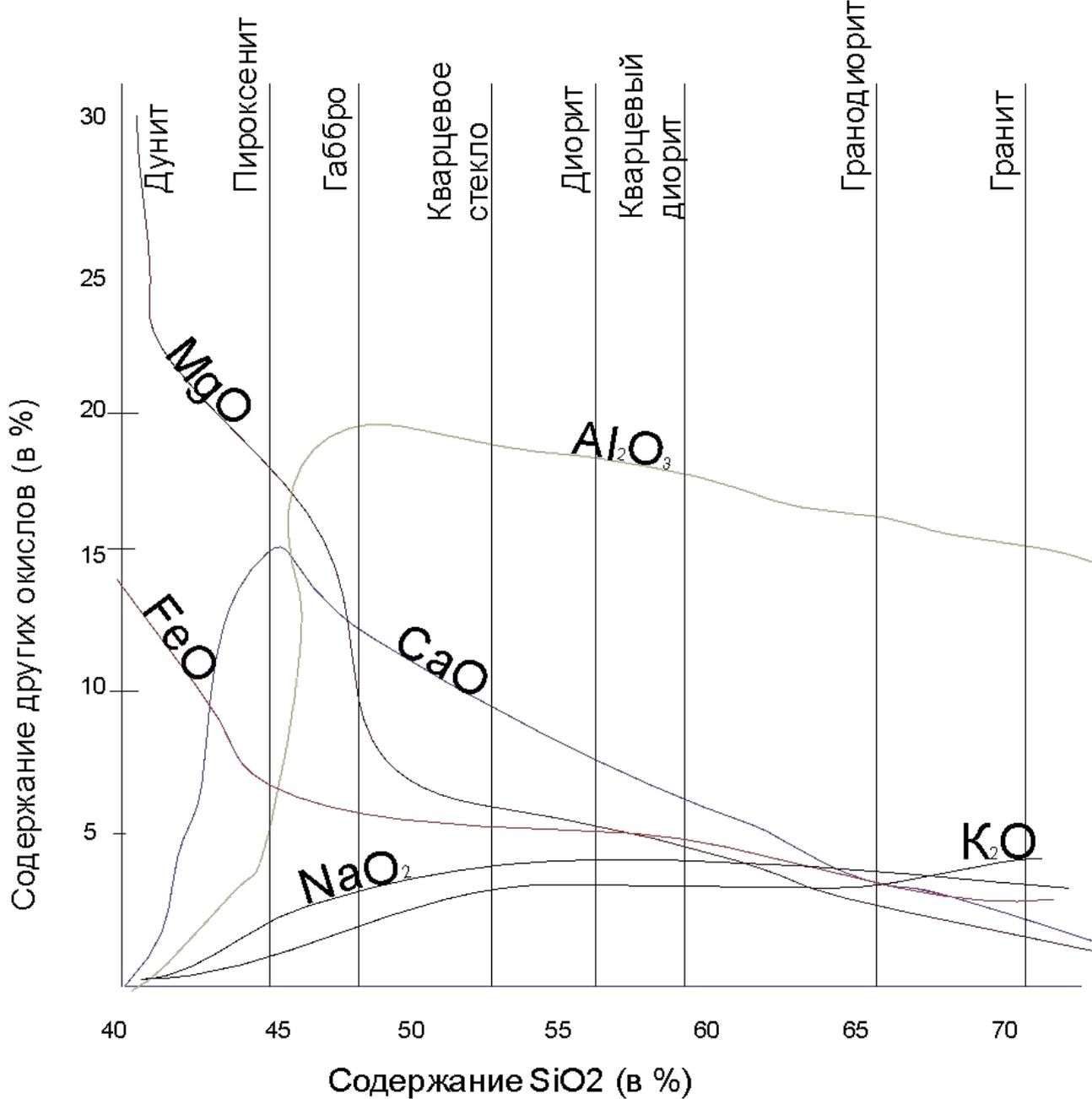


Диаграмма химических составов главнейших интрузивных изверженных пород.

Низкое содержание SiO_2 (35–40 мас. %) имеют мономинеральные оливиновые породы (дуниты, оливиниты), которые содержат наибольшее количество MgO (40–46 мас. %), а наиболее высокое содержание SiO_2 (70–78 мас. %) имеют породы, максимально обогащенные кварцем – лейкограниты, в которых содержание окиси магния исчезающе мало.

По степени кремнекислотности магматические породы разделяются на кислые (SiO_2 65–75 мас. %), средние (SiO_2 54–65 мас. %), основные (SiO_2 45–54 мас. %) и ультраосновные (SiO_2 менее 45 мас. %).

По соотношению других главных окислов Na_2O , K_2O , CaO , и Al_2O_3 породы делятся на три ряда:

нормальный, или известково-щелочной. Для него характерно следующее соотношение главных окислов: $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$;

пересыщенный щелочами, или агпаитовый, со следующим соотношением окислов: $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3$;

пересыщенный алюминием, или плюмазитовый: $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{CaO} > \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$.

Для характеристик отдельных групп пород большое значение приобретают другие особенности химических составов, которые выражаются соотношениями оксидов. Таковы, например, железистость, магнезиальность, алгаитность, щелочность и др. Для сравнения вулканических полукристаллических или стекловатых пород с полнокристаллическими часто пользуются нормативным составом, значительно отличающимся от реального (модального) минерального состава пород. Нормативный состав, или норма, представляет собой условный идеальный минеральный состав, вычисленный на основе химического.

Коэффициент железистости – $K_f = \text{FeO} / (\text{FeO} + \text{MgO}) * 100\%$.

Коэффициент магнезиальности – $K_{mg} = \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO}) * 100\%$.

Коэффициент алгаитности – $K_a = (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3 * 100\%$.

Коэффициент щелочности – $K_{na} = \text{N}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$.

- Магматические породы состоят из закономерных ассоциаций минералов (парагенезисов), либо минералов и стекла, либо одного стекла, в основном силикатного состава. Минеральные парагенезисы горных пород зависят от химического состава магмы и от условий ее кристаллизации.
- В глубинных условиях минералы кристаллизуются при медленном остывании магмы, сохранении в расплаве флюидов, что определяет формирование равновесных минеральных парагенезисов.
- При кристаллизации в неблагоприятной обстановке (слишком быстро, на поверхности при контакте с воздухом или водой) расплавы теряют флюиды и в породе появляются неравновесные ассоциации минералов

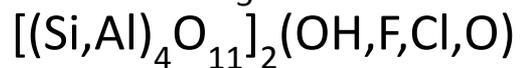
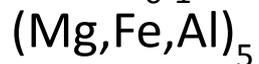
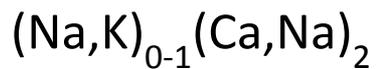
Например, калиевый полевой шпат в эффузивных породах кристаллизуется в виде высокотемпературного санидина (ледяной шпат)
 $K[AlSi_2O_8]$



а в глубинных – в виде низкотемпературного ортоклаза или микроклина.



Роговые обманки образуются
только в глубинных условиях



в поверхностных условиях при
застывании лавы того же состава
образуются пироксены.



По своему происхождению минералы магматических пород могут быть **первичными и вторичными**. **Первичные** минералы образуются непосредственно при кристаллизации магматического расплава. **Вторичные** – при изменении первичных минералов, после кристаллизации расплава – в постмагматическую стадию.

По количественному соотношению все первичные минералы разделяются на **главные, второстепенные и акцессорные**.

Главные породообразующие минералы составляют основную часть пород, не менее 5%. **Присутствие главных минералов определяет тип горной породы**.

Например, в состав гранита входят **калиевые полевые шпаты, плагиоклаз, кварц и биотит**. Исчезновение хотя бы одного из этих минералов изменит название породы:

исчезнет кварц и порода превратится в сиенит, исчезнет калишпат – плагиогранит, исчезнет биотит – лейкогранит (аляскит).



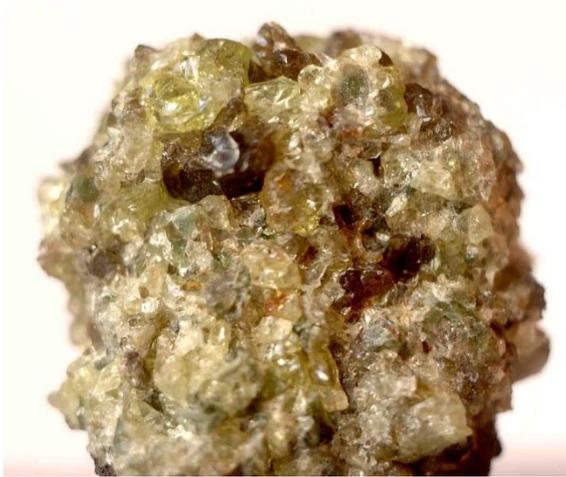
Минералы в небольшом количестве (менее 5 %), являются **второстепенными**.

Главные и второстепенные минералы представлены силикатами и алюмосиликатами, которые различаются хим. составом и окраской.

Выделяют **темноцветные, или мафические (фемические)**, содержащие много железа и магния, и **светлоцветные, или сапические**, содержащие много кремния и алюминия.



К феррическим минералам относятся оливин, пироксены, амфиболы, слюды (биотит, флогопит и др.), мелилит;



ОЛИВИН



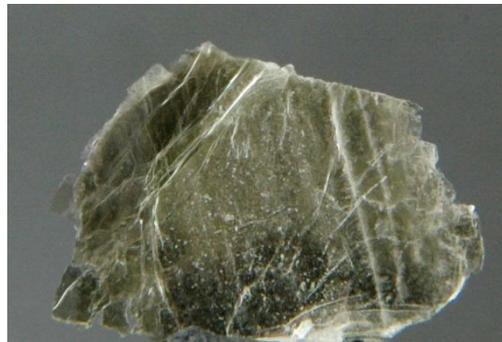
пироксе
н



амфибол



БИОТИТ



ФЛОГОПИТ

к силикатным относятся – плагиоклазы, калиево-натриевые полевые шпаты,



Плагиоклаз Ca,
Na $[AlSi_3O_8]$



Альбит
 $Na[AlSi_3O_8]$
(лат. albus – белый)



Лабродарит
 $(Ca, Na)[(Al, Si)AlSi_2O_8]$



Адуляр
 $KAl[AlSi_3O_8]$



Анортит Ca $[AlSi_3O_8]$



Микроклин
 $K[AlSi_3O_8]$



Ортоклаз
 $K(AlSi_3O_8)$



Олигоклаз Na,
Ca $[AlSi_3O_8]$

кварц, SiO_2



фельдшпатоиды



Нефелин $\text{KNa}_3[\text{AlSiO}_4]_3$



Содалит $\text{Na}_8[\text{AlSiO}_4]_6[\text{Cl}_2]$



Лейцит $\text{K}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$



Нозеан $\text{Na}_8[\text{SO}_4 | (\text{AlSiO}_4)_6]$



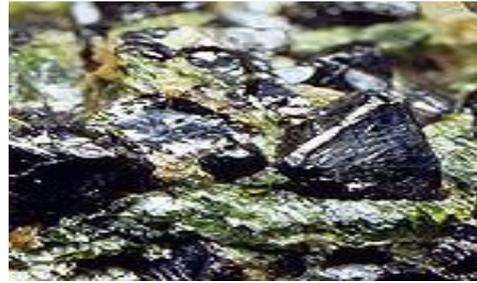
Гаюин $(\text{Na Ca})_{4-8}$
 $\text{Al}_6\text{Si}_6(\text{O, S})_{24}(\text{SO}_4)_{1-2}$

Акцессорные минералы в породе обычно содержатся в количестве не более 5 % – это редкие минералы.

Акцессорные минералы подразделяются на **характерные,**

присутствующие только в **определенных породах (хромит, шпинель, перовскит, монацит, эвдиалит, ортит, шорломит и др.),** и **нехарактерные,**

встречающиеся в породах разного состава (например, **апатит, циркон, сфен, магнетит**).



Хромит FeCr_2O_4



Шпинель
ванадиевая
 $\text{Mg Va Al}_2\text{O}_4$



Перовскит CaTiO_3



Магнетит FeFe_2O_4



апатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F,Cl,OH})$



Циркон $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$

- Вторичные минералы, образовавшиеся сразу после кристаллизации магмы, называются **эпимагматическими (или постмагматическими)**. Образовавшиеся при процессах выветривания называются **экзогенными**.

- К вторичным минералам магматических пород относятся серпентин, хлорит, тальк, серицит, каолинит, мусковит, карбонаты, цеолит, тремолит и др.



Актинолит $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$



Каолинит
 $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$



Тальк
 $\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$



Хлорит
 $(\text{Mg,Fe,Al})_{4-6}[(\text{Al,Si})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$



Серпентин
 $\text{Mg}_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$



Мусковит
 $\text{KAi}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH,F})_2$



Тремолит
 $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$



цеолиты

- Наиболее распространенными минералами магматических пород являются полевые шпаты, которые преобладают над темноцветными минералами и кварцем. Поэтому состав полевых шпатов и их соотношение играют важнейшую роль при классификации магматических пород.

- Состав плагиоклазов по кремнекислотности обычно соответствует составу пород: в

основных породах присутствует **основной плагиоклаз (богатый кальцием),**

- в средних – **средний (натриево-кальциевый)**

- в кислых – **кислый плагиоклаз (богатый натрием) и калиевый**



основной плагиоклаз Анортит



средний Плагиоклаз Ca, Na [AlSi₃O₈]



Олигоклаз Na, Ca [AlSi₃O₈]



Альбит Na[AlSi₃O₈]



Ортоклаз K(AlSi₃O₈)

полевые шпаты

- Минеральный состав является важным классификационным признаком и его количественная характеристика. С этой целью определяют так называемое «цветное» число (цветовой индекс – индекс **мафичности М**). Цветное число отражает кремнекислотность магматических пород:
- ультраосновные породы имеют индекс М (в %) 90–100,
- основные – около 50,
- средние – около 30
- кислые – 10.

Это находит отражение в окраске пород.

- ультраосновные породы имеют черный цвет,
- основные – темно-серый,
- средние – серый,
- кислые – светло-серый, светло-розовый, белый.

В природе нередки отклонения от средних содержаний. Порода может содержать заметно меньше или больше темноцветных минералов, чем типичная разности той же кислотности. В таких случаях более темная порода называется **меланократовой**, а более светлая – **лейкократовой**. Горную породу с типичным цветным числом называют **мезократовой**.

- Минералы, которые своим присутствием указывают на определенные особенности химического состава магматических пород, называются **симптоматическими**.
- Например, **кварц** образуется только тогда, когда содержание SiO_2 в магме превышает то, которое должно вступить в соединение с металлами для **образования силикатов**.
- Присутствие **оливина**, напротив, служит признаком того, что порода **недосыщена кремнеземом**, т. к. оливин может кристаллизоваться из магмы, в которой содержание этого окисла недостаточно для образования пироксена.
- В противном случае вместо оливина кристаллизуется ромбический **пироксен (энстатит)**, согласно реакции
- $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{SiO}_2 = \text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$.
- форстерит энстатит
- Также образуется **нефелин**, который присутствует лишь в **щелочных** породах, **недосыщенных кремнеземом**.
- В случае насыщенной кремнеземом магмы вместо нефелина образуется **альбит**, согласно реакции
- $\text{NaAlSiO}_4 + 2\text{SiO}_2 = \text{NaAlSi}_3\text{O}_8$.
- нефелин альбит
- **Оливин** минерал, **недосыщенный кремнекислотой**, встречается главным образом в **ультраосновных породах**. **Пироксены** также **типичны для ультраосновных и основных пород**.
- В **средних** обычно присутствует **роговая обманка**, а в **кислых** – **биотит**. Для **щелочных пород** характерно присутствие **щелочных пироксенов и амфиболов**.

- ***Контрольные вопросы***

- 1. Что такое петрография и с какими науками она связана?
- 2. С деятельностью каких ученых более всего связано становление петрографии как самостоятельной науки?
- 3. Что такое горная порода?
- 4. От чего зависит состав магматических горных пород?
- 5. Какие химические компоненты горных пород называются петрогенными?
- 6. По какому принципу разделяют магматические горные породы?
- 7. Почему роговые обманки кристаллизуются только в глубинных породах?
- 8. При каких условиях в породах, насыщенных кремнеземом, может кристаллизоваться оливин?

МАГМА И КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ

Образование магматических пород происходит в процессе затвердевания магмы. При кристаллизации расплавов наблюдаются два случая взаимоотношения минералов и магмы:

- 1) выделившийся минерал с самого начала и до конца кристаллизации остается неизменным, идет лишь непрерывный рост кристаллов или увеличение их числа. Кристаллизация таких минералов происходит **по принципу эвтектики**;
- 2) выделившийся минерал в дальнейшем становится неустойчивым, реагирует с расплавом и изменяет свой состав. Кристаллизация таких минералов либо сопровождается образованием непрерывной серии **твердых растворов** – происходит непрерывная реакция между кристаллом и расплавом, либо вследствие реакции выделившегося минерала с расплавом возникает новое соединение (новый минерал)

Кристаллизация с эвтектикой

Эвтектикой называется такое соотношение двух или нескольких компонентов, при котором они кристаллизуются одновременно, сохраняя в течение всего процесса затвердевания **постоянную и самую низкую (эвтектическую) температуру**.

При кристаллизации появляются структуры, при которых степень идиоморфизма минералов определяется их кристаллизационной способностью (силой роста).

Если она одинакова, возникают **паналлотрио-морфнозернистые** структуры (**габбровая**).

Если в расплаве один из компонентов находится в избытке относительно эвтектики, он начинает кристаллизоваться раньше, а в породе образуются вкрапленники на фоне более мелкозернистой основной массы (**порфириовидная структура**). Примером эвтектической кристаллизации являются пегматитовые сростки.

Для кристаллизации с эвтектикой характерны следующие особенности.

- 1. Первым из расплава кристаллизуется тот компонент, который находится в избытке относительно эвтектики.**
- 2. Состав выделяющихся кристаллов постоянен в течение всего процесса кристаллизации.**
- 3. Температура начала кристаллизации и порядок выделения компонентов определяются составом расплава.**
- 4. Прибавление к легкоплавкому компоненту тугоплавкого понижает температуру начала кристаллизации расплава.**
- 5. Состав эвтектики и температура конца кристаллизации компонентов, находящихся в эвтектическом соотношении, всегда постоянны и не зависят от состава исходного расплава.**

Кристаллизация с образованием твердых растворов

Свойствами твердых растворов обладают все породообразующие минералы, дающие изоморфные ряды (плагиоклазы, пироксены, оливины, амфиболы и т. д.).

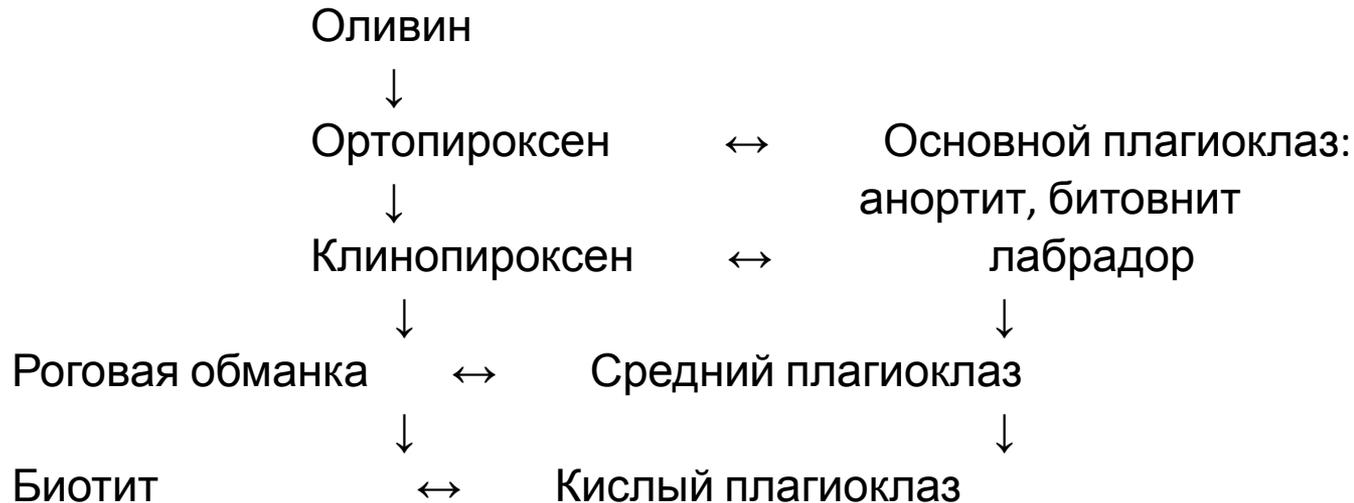
Для систем, кристаллизующихся с образованием твердых растворов, характерны следующие признаки.

- **1. В процессе кристаллизации происходит непрерывная реакция между выделившимися кристаллами и расплавом, вследствие чего изменяются составы расплава и кристаллов в направлении обогащения менее тугоплавким компонентом.**
- **2. Прибавление к легкоплавкому компоненту тугоплавкого вызывает повышение температуры начала кристаллизации расплава.**
- **3. Температура определяет не только количественные соотношения между твердой и жидкой фазами, но и состав их.**
- **4. Состав кристаллов, выделившихся в начальную и конечную стадии кристаллизации, а также температурный интервал процесса кристаллизации зависят только от состава исходного расплава.**
- **5. Первые кристаллы, выделившиеся из расплава, всегда богаче тугоплавкими компонентами, чем исходный расплав; последние кристаллы отвечают по составу исходному расплаву.**

Реакционный ряд Н. Л. Боуэна

Существуют соединения, которые при определенных температурах реагируют с расплавом и образуют кристаллы нового состава. Этот вид кристаллизации очень распространен в ряду фемических минералов.

Изучение реакционных структур реальных горных пород, а также данные экспериментальных исследований кристаллизации силикатных систем позволили Н. Л. Боуэну (1928) представить последовательность выделения главных породообразующих минералов из магмы в виде двух реакционных рядов: **прерывного ряда фемических минералов и непрерывного ряда силикатных минералов**. В каждом из рядов **вышестоящий минерал, реагируя с расплавом, дает нижестоящий минерал. Каждому члену первого ряда соответствует определенный член второго ряда.**



- Схема реакционного ряда Н. Л. Боуэна.



Каждый вышестоящий минерал в ряду Боуэна при реакциях с расплавом образует минерал, стоящий по схеме ниже. Кристаллизация магмы совершается из многокомпонентных систем. Среди минералов различают главные породообразующие минералы, слагающие основную массу породы, и второстепенные минералы, присутствующие в меньшем количестве. Главными породообразующими минералами являются **кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы, нефелин, пироксены, амфиболы, слюды, оливин** и некоторые другие. Выделяют **акцессорные минералы**, присутствующие в малом количестве в виде редкой, но характерной примеси.

Совместная кристаллизация минералов из двух реакционных рядов протекает с образованием эвтектики, и в этом случае последовательность выделения зависит от состава расплава.

Схема Н. Л. Боуэна показывает парагенезисы минералов в магматических породах (совместное нахождение оливинов, пироксенов и основных плагиоклазов; амфиболов со средними плагиоклазами; биотита с кислыми плагиоклазами, калиевым полевым шпатом и кварцем).

Реакционный принцип Н. Л. Боуэна справедлив лишь для пород известково-щелочной серии с нормальной щелочностью и нормальным отношением магния и железа в феррических минералах.

Д. С. Коржинский (1962) и В. С. Соболев (1961) показали, что повышение концентрации натрия в расплаве сопровождается вытеснением кальция из плагиоклазов, что приводит к роговообманке и пироксен в равновесии с кислыми плагиоклазами. Поэтому вместо нормальных биотитовых гранитов появляются роговообманковые и пироксеновые их разновидности.

Увеличение содержания железа относительно магния приводит к обратной последовательности выделения ромбических и моноклинных пироксенов, поздней кристаллизации железистых оливинов (так, в трапповых интрузиях габбро-долеритов и долеритов железистые гиперстены образовались позже моноклинных пироксенов).



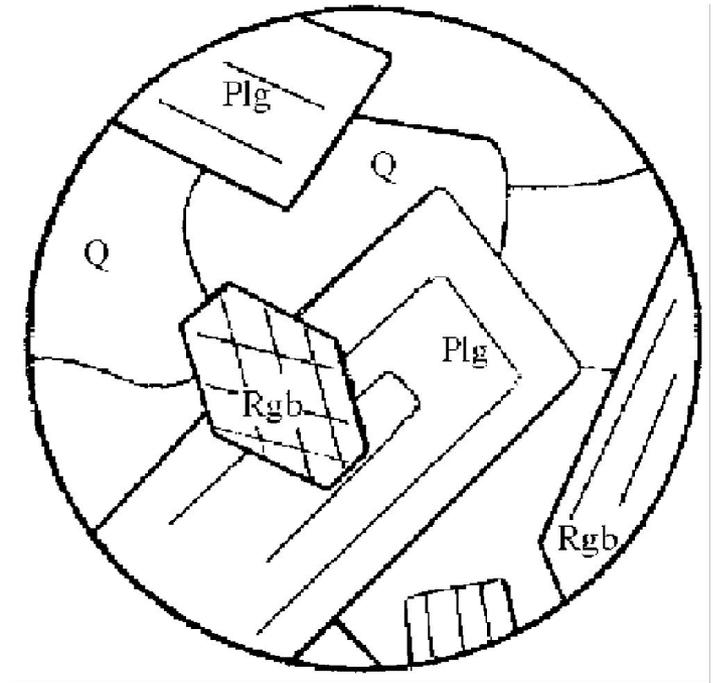
Последовательность кристаллизации минералов из расплава

Признаки, позволяющих выяснить последовательность кристаллизации минералов из расплава.

- 1) Форма минералов и степень их идиоморфизма. Ранние минералы могут быть огранены лучше, чем поздние. Степень кристаллической огранки минералов в породах различна . Надо учитывать также кристаллизационную силу (силу роста) минерала.**
- 2) Выделения минералов – включения одного минерала в другой. Более ранний минерал бывает включен в более поздний (за исключением акцессорных минералов).**
- 3) Явления замещения одного минерала другим служат достоверным признаком для установления последовательности образования минералов.**
- 4) Время зарождения отдельных включений минералов определяется тем, в какие минералы он включен, а в какие нет. Например, в магматических породах, сохраняются ранние кристаллы, обрастающие каймами более поздних пироксенов и амфибола.**

Контрольные вопросы

- 1. Что такое кристаллизация с эвтектикой?
- 2. Что такое кристаллизация с образованием твердых растворов?
- 3. Одинаковый ли состав имеют первые и более поздние кристаллы:
 - а) при кристаллизации с эвтектикой;
 - б) при кристаллизации по принципу твердых растворов? Почему?
- 4. Какое практическое значение в петрологии имеет выявленная Н. Л. Боуэном закономерность кристаллизации темноцветных и светлоцветных минералов в расплаве?
- 5. По каким признакам можно оценить последовательность кристаллизации минералов в



Различная степень идиоморфизма минералов: амфибол (Rgb) – идиоморфный, плагиоклаз (Plg) – гипидиоморфный, кварц (Q) – ксеноморфный

Горные породы Луны

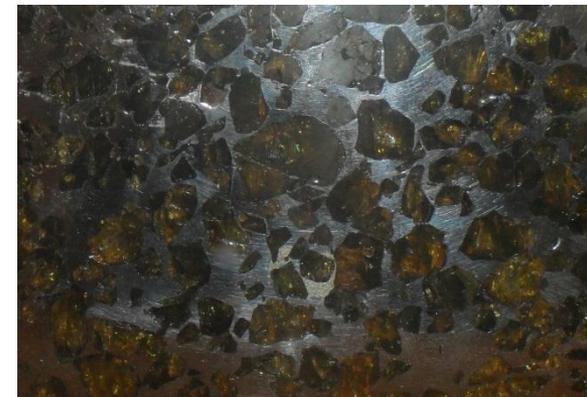
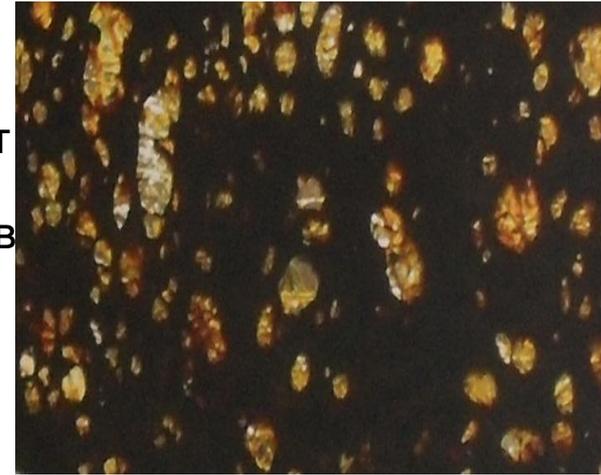
- Пробы грунта на Луне показали, что горные породы исключительно вулканического происхождения, основного состава близкого к анортиту плагиоклаза и пироксенам, с подчиненным количеством оливина и вулканического стекла с включением базальтовых оливиновых пород (дунитов).
- В ранних депрессиях лунной поверхности (морях) преобладают анортитовые базальты, с покровами обсидиана, дающие светлый тон лунной поверхности. В поздних депрессиях (темные пятна) находятся пироксеновые базальты энстатитовые и пижонитовые.
- Оливин как и пироксен в древних породах представлен разновидностями железа 10-30%. В базальтах железистость изменяется 20-60%. Магнезиальные оливины с железистостью 8-15% содержатся в дунитах и троктолитах, лавах глубинных пород.
- Дуниты богаты хромитом, магнезиальной шпинелью, титановых минералов (ильменит-12%).
- Восстановительные условия на Луне подтверждаются наличием самородного железа Fe с примесью никели (камасит 5-6% Ni и тэнит 27-65% Ni).

Породы метеоритов

Каменные метеориты - хондриты – обыкновенные содержат оливин-пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые и стекловатые каплевидные выделения (хондры), погруженные в тэнит-камаситовую матрицу. **Форстеритовые и углистые хондриты** бедны кремнеземом, содержат темные оливиновые, оливин-пироксеновые хондры, а также светлые плагиоклазовые хондры и их обломки, содержащие шпинель, мелилит, хибонит. В матрице всех хондритов встречаются зерна алмаза совместно с муассанитом, добреелитом, лонсдейлитом., самородным кремнием и алюминием. В алмазе множество включений Н, N и благородных газов.

Железокаменные метеориты – палласиты, или ахондриты (метеориты без хондр) содержат оливиновые шассиньиты, оливин-пироксеновые шерготтиты, наклиты, мезосидериты., содержащие никель-железистые соединения и неизвестные на Земле соединения. В них встречаются ассоциации алмаза с камаситом, добреелитом, троилитом и графитом, образующих в алмазе каплевидные выделения.

Стеклянные метеориты – тектиты - эмпириты состоят из кремнистых соединений (70-80% SiO_2), глинозема (11-15% Al_2O_3) и щелочей (3-4% $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$).



Минералы мантии Земли

- Ядро Земли коррелируется с алмазоносными железистыми метеоритами, состоящими из камасита (4-7% Ni) и тэнита (50-60% Ni) с примесью троилита FeS, шрейсберзита $(\text{Fe}, \text{Ni})_3\text{P}$, добреелита, когенита, муассанита и карбидов других металлов, с плотной модификацией железа, устойчивой при давлении 30 ГПа (при $T=1500\text{K}$).
- **Внешняя часть ядра в жидком состоянии богата Н** и другими летучими компонентами (около 16%), благодаря чему плотность земного ядра на 8-10% ниже плотности Ni-Fe сплава, находящегося в высоких РТ – условиях.
- **Над ядром в нижней мантии выделен слой «D»**, который вероятно состоит из разложения силикатов на их оксиды. По геофизическим параметрам этот слой отличается от нижней мантии стабильностью пировскита MgSiO_3 и вюститита Fe_xO , где $x < 0,98$, что означает одновременной состав $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$.
- **Нижняя мантия по геофизическим данным** по составу - агрегат перовскита и магнезиовюститита.
- **Выше на глубинах 700-350км переходная зона к верхней мантии** характеризуется фазовыми переходами минералов от оливина $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ к шпинель-рингвудит. Изоморфизм Mg и Fe растягивается на диапазон Р от 150кбар (Mg_2SiO_4) до 50 кбар (Fe_2SiO_4)
- **Верхняя мантия (до глубины 350км)** сложена ультраосновными и основными породами с минералами оливина, пироксена, альмандин-пироп гранат, хромит, шпинель и алмаз. В верхней части плагиоклаз и графит. Алмаз сменяет графит на глубинах около 150км.

Мантия имеет ультраосновной состав и отделяется от земной коры границей М (поверхность Мохоровича).

Она недоступна для петрографических исследований, и выводы сделаны по геофизическим данными и исследованиям эффузивных пород, связанных с магматическими очагами.

Минералы, кристаллизующиеся в глубинных очагах перед внедрением магмы в земную кору называют

интрателлурическими. Они возникают из флюидных потоков магмы и ядра. К ним относят алмаз, гранат, пироксены, оливин, хромит, сульфиды, вюстит, самородное железо

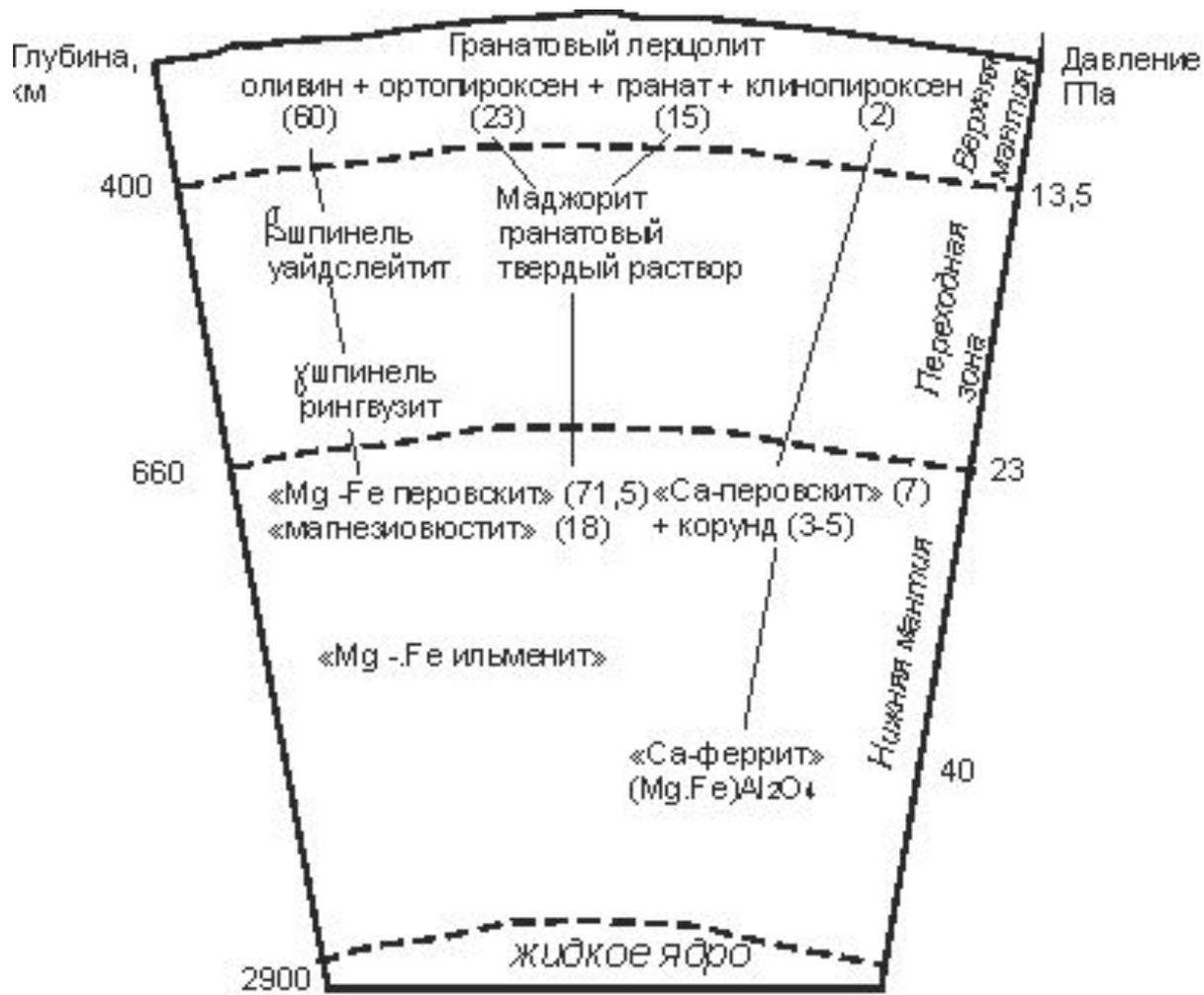
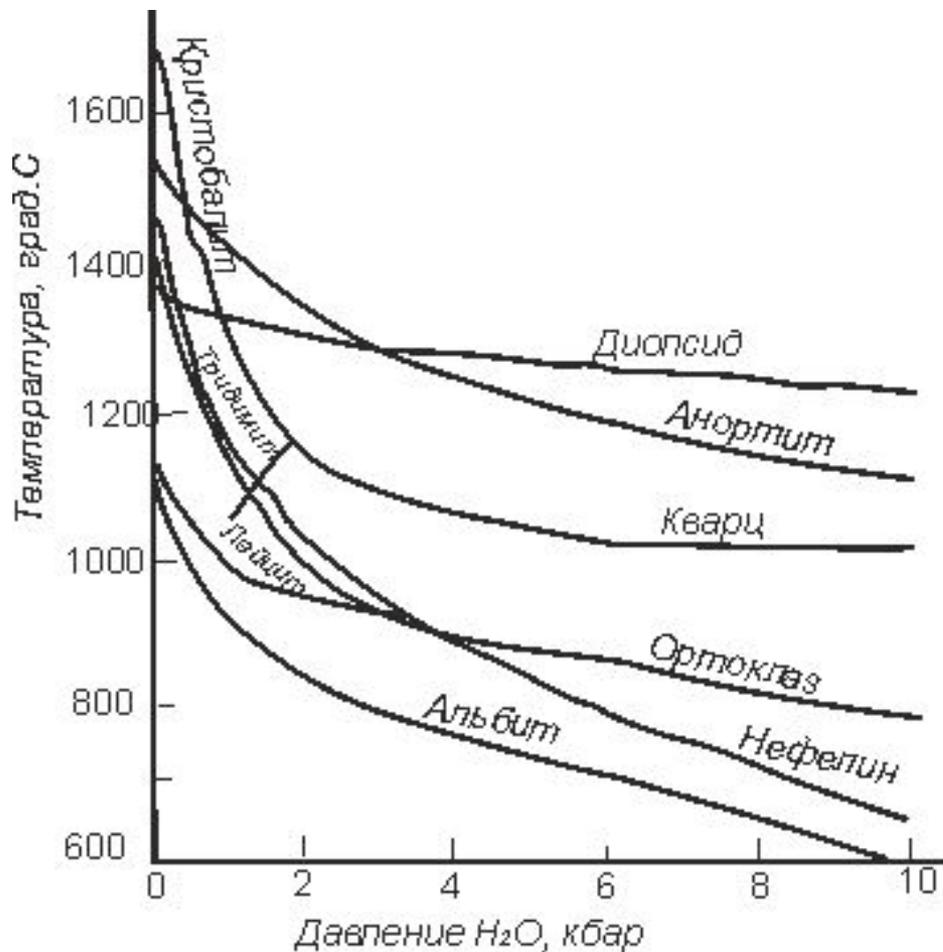


Схема минеральных трансформаций в мантии Земли по (Stoffler, 1997) в скобках указаны объемные содержания минералов в процентах.

Минералы горных пород земной коры

- **Минеральные ассоциации коровых магматических пород** являются показателем глубинности их образования. Снижение давления на расплавы восходящих интрузий сопровождается снижением флюидного давления (в основном водного) и повышением температуры кристаллизации минералов с обогащением минералов легкоплавкими компонентами.
- **С переходом от плутонических пород к вулканическим**, благодаря возрастанию температуры изменяется кристаллическая структура минералов в направлении ее разупорядочения, что изменяет их оптические характеристики и расширяет возможности изоморфизма компонентов в минералах.
- **В вулканических породах минералы характеризуются** более разнообразным набором химических элементов-примесей. Отделение флюидов от магм при экструзиях сопровождается их переохлаждением и кристаллизацией вулканического стекла и других минеральных компонентов дифференцированно вследствие их неодинакового химического сродства с силикатным расплавом (различной отделяемости от магм).

- **Самый главный фактор, вызывающий понижение температуры кристаллизации, - это флюидное давление.** Чем оно выше, тем температура кристаллизации ниже. Особенно велико влияние воды на структурные и химические свойства силикатных расплавов. **Увеличение давления H_2O и ее растворение понижает вязкость расплавов и превращает алюмосиликатные расплавы в силикатные.** Важное значение имеет продукт восстановления воды - водород H_2 и так называемое водно-водородное отношение H_2O/H_2 , в зависимости от которого варьирует соотношение Fe_2O_3 и FeO , показывающее степень окисления - восстановления расплава. Повышенное содержание летучих (флюидов) компонентов способствует сохранению расплавов в жидком состоянии до сравнительно низких температур, если сопоставлять их с таковыми "сухих" расплавов.
- Если в магме содержится много летучих компонентов, которые могут легко от нее отделиться, то она приобретает способность взрываться, что проявляется в мощных эксплозивных извержениях вулканов. Отделение летучих компонентов от магмы происходит обычно в верхних горизонтах земной коры, где давление ниже. Обогащение одних участков расплава по сравнению с другими флюидными компонентами приводит к тому, что первые дольше сохраняют жидкое состояние, способствуя появлению полосчатых текстур и приводя к образованию несмешивающихся расплавов, т.е. к ликвации.



Зависимость температуры плавления породообразующих минералов от давления H₂O

различия пород по степени окисления элементов, которая выше в вулканических породах по сравнению с плутоническими. Эффективность водного давления флюида на температуру плавления возрастает в последовательности: пироксен-кварц-ортоклаз-альбит-анортит-нефелин. **Под воздействием флюида изменяется не только температура кристаллизации пород, но и состав магматических эвтектик (предельных магм) и направление магматической эволюции. Состав эвтектик при флюидном воздействии обогащается минералами, на температуру плавления которых флюиды оказывают наибольшее влияние.** В результате понижения температуры кристаллизации магматическая эволюция обогащается минералами, подверженных флюидному влиянию, например от габбро к анортозитам и др. Эффективно влияют на температуру кристаллизации магм и их эвтектические составы и др. компоненты.

По данным прямых измерений, в различных действующих вулканах среди летучих содержатся **водяной пар, диоксид углерода (CO_2), оксид углерода (CO), азот (N_2), диоксид серы (SO_2), оксид серы (III) (SO_3), газообразная сера (S), водород (H_2), аммиак (NH_3), хлористый водород (HCl), фтористый водород (HF), сероводород (H_2S), метан (CH_4), борная кислота (H_3BO_2), хлор (Cl), аргон и другие, хотя преобладают H_2O и CO_2 . Присутствуют хлориды щелочных металлов, а также железа. Состав газов и их концентрация очень сильно меняются в пределах одного вулкана от места к месту и во времени, зависят они и от температуры и в самом общем виде от степени дегазации мантии, т.е. от типа земной коры.**

Ниже $+100^\circ\text{C}$ пары воды превращаются в жидкость, которая реагирует с малорастворимыми соединениями типа HCl , образуя агрессивные кислоты. В газах Ключевского вулкана на Камчатке при $800 - 300^\circ\text{C}$ преобладали H_2 , HF , CO , CO_2 , SO_2 ; при $200 - 150^\circ\text{C}$ - H_2 , HCl , CO , CO_2 , SO_2 ; при $100 - 56^\circ\text{C}$ - CO_2 , SO_2 ; при $81-50^\circ\text{C}$ - CO_2 . Газы континентальных вулканов резко отличаются от газов вулканов, расположенных на островах в океанах.

Температура, $^\circ\text{C}$	Состав газов без воды
1200-800	O_2 , HCl , CO_2 , H_2O , H_2S , SO_2
800-100	HCl , SO_2 , H_2S , CO_2 , N_2 , H_2
100-60	H_2 , CO_2 , N_2 , SO_2 , H_2S
60	CO_2 , N_2 , H_2

Жидкие вулканические продукты представлены *лавой* - магмой, вышедшей на поверхность и уже сильно дегазированной. Термин "лава" произошел от латинского слова "лавер" (мыть, стирать) и раньше лавой называли грязевые потоки. **Главные свойства лавы - химический состав, вязкость, температура, содержание летучих - определяют характер эффузивных извержений, форму и протяженность лавовых потоков.** Базальтовые лавы при выходе на поверхность имеют высокую до 1100-1200° С температуру и малую $1 \cdot 10^4$ Па·с вязкость, что связано с деполимеризацией алюмосиликатного расплава. Такие жидкие, подвижные лавы текут со скоростью до 60 км/ч при небольших уклонах, образуя лавовые "реки". Если рельеф слабо расчлененный, то жидкие базальты образуют обширные покровы.

Остывающие базальтовые лавы, первоначально нагретые до +1100 °С, еще могут течь даже при температуре +700° С. На таких подвижных базальтовых лавах быстро образуется корка мощностью в десятки сантиметров, под которой еще долгое время лава остается раскаленной. Поверхность базальтовых лавовых потоков нередко имеет вид толстых канатов, причудливо изгибающихся. Такие лавы называются *канатными* или *пахоэхоз*. Ниже поверхности потока часто возникают полости, трубы и туннели, с потолков которых свисают лавовые "сосульки". Для более вязких лав характерна глыбовая поверхность, называемая *"аа"-лавой*, которая состоит из остроугольных, часто с шипами и отростками обломков, являющихся раздробленной остывшей коркой. Базальты, изливающиеся в подводных условиях, образуют *подушечные*, или *пиллоу-лавы*, размер "подушек" которых достигает первых метров.

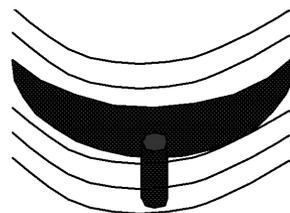
• ***Контрольные вопросы***

- 1. Какие породы распространены на Лунной поверхности?
- 2. Какой состав пород в лунных морях?
- 3. Откуда на луне железо?
- 4. Хондриты.
- 5. Тектиты.
- 6. Палласиты.
- 7. Состав пород ядра Земли.
- 8. Слой «D» где от отмечается?
- 9. Чем отличается нижняя магма от верхней?
- 10. Почему в вулканических породах больше химических примесей?
- 11. Какое изменение эвтектик происходит от флюидных влияний?

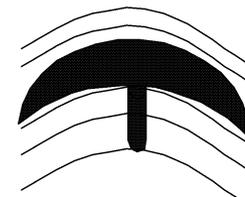
ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

- **Формы магматических тел зависят от состав магмы и ее вязкости.** По форме тела plutonic и вулканических пород зависят от того, где они образовались – на глубине или на поверхности.
- **Plutonic (интрузивные)** тела в зависимости от размера на крупные и малые интрузии.
- **В зависимости от глубины формирования** – на глубинные (абиссальные) и интрузии малой глубины (гипабиссальные).
- **В зависимости от характера взаимоотношений** со структурой вмещающих толщ формы магматических пород подразделяются на **согласные (конкордантные)** и **несогласные (дискордантные)**.
- **Согласные тела внедряются между** слоями вмещающих пород и форма их зависит от складчатой структуры вмещающей толщи.
- **Несогласные тела прорывают,** пересекают слоистые вмещающие породы и имеют форму, не зависящую от структуры последней.

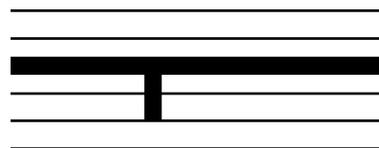
- К согласным относятся пластообразные интрузивные залежи, силлы, лополиты, лакколлиты, факолиты и мигматит-плутоны. Среди несогласных интрузивных тел выделяют: интрузии центрального типа, дайки, кольцевые дайки, жилы, штоки, батолиты.



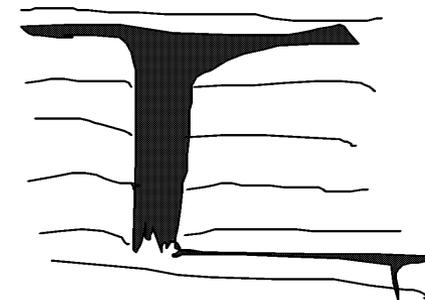
лополит



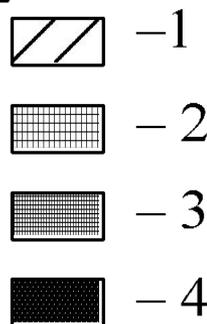
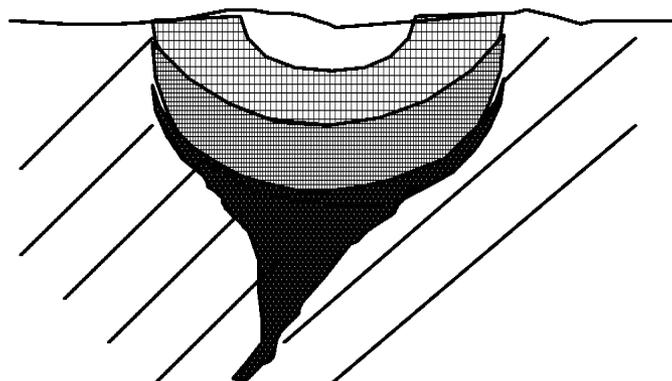
лакколлит



силл



диатрема и подводный силл



гипотетическая схема строения лополита типа Садбери: 1 – породы фундамента, 2 – метариолиты, 3 – габброиды, 4 – меланократовые породы основного и ультраосновного состава

Продукты излияния магмы на земную поверхность в виде лав поступают из недр Земли через вулканические аппараты. Это вулканами, трещины в земной коре или трубки взрыва. От вулканических аппаратов разливаются лавовые потоки, вокруг них разбрасываются рыхлые продукты извержений – вулканические **бомбы, лапилли, вулканический пепел и песок**. Все эти продукты разносятся иногда на далекие расстояния от жерла вулкана.

Формы излияния лав вулканов центрального типа представлены потоками. Форма покровных излияний соответствует пластовой. Форма залегания смешанных туфогенно-осадочных пород соответствует понятию слоя.

Диатремы, или вулканические трубки взрыва, представляют одну из форм залегания вулканических пород. Они бывают выполнены или вулканическими туфами и брекчиями, или лавами – базальтами, щелочными и ультраосновными породами. Алмазоносные трубки являются одним из примеров таких тел.

Экструзии слагаются лавами, выжатыми на земную поверхность и неспособными в связи с вязкостью растекаться. **Из экструзивных форм наиболее распространены купола, а также иглы и обелиски**, когда вязкая лава выходит из жерла вулкана, растекаясь в виде **куполов**, или сразу же застывает не растекаясь. Такие формы характерны для кислых и средних лав.

Батолиты - крупные неправильной формы массивы интрузивных пород, главным образом гранитных, занимающих по площади более 100 км².

Штоки - массивы по площади до 100 км², имеющие округлую или эллипсообразную форму поперечного сечения. На глубине штоки обычно связаны с батолитами.

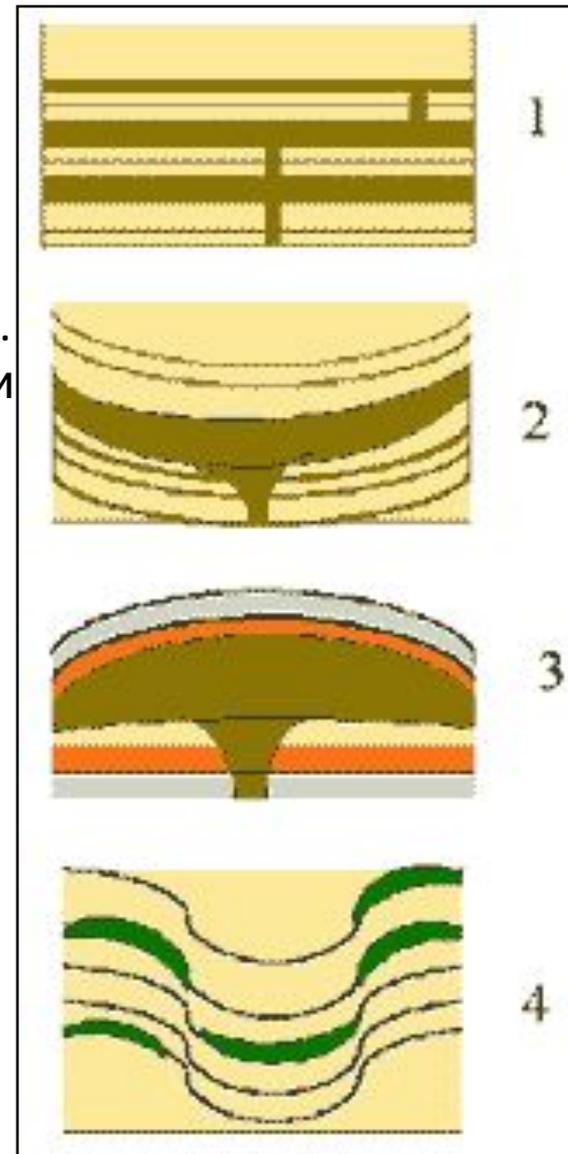
Дайки - это секущие интрузивные тела, вертикальные или с крутым падением. Они имеют мощность от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров (вертикальные формы на рис. 1).

Силлы или пластовые интрузии образуются при распространении легкоподвижной магмы вдоль напластования осадочных пород (рис. 1).

Лополиты в отличие от лакколитов имеют вогнутую чашеобразную форму (рис. 2).

Лакколиты имеют грибообразную или куполообразную форму. Они образуются вязкими магмами, которые распространяясь по слоистости приподнимают вмещающие вышележащие породы (рис.3).

Факолиты - это чечевицеобразные тела в перегибах складок (рис. 4).



Отдельности

- Образование магматических пород происходит в условиях влияния различных тектонических процессов, с постоянным изменением температуры. При охлаждении породы изменяют свой объем (сжимаются), и подвергаются расколам и при этом образуются **трещины отдельности**.
- **Излившиеся породы обладают большей частью столбчатой отдельностью**. Остывание начинается с поверхности потоков. Образуются колонны обычно шести- или пятиугольного сечения, тесно соприкасаясь и располагаясь перпендикулярно поверхности охлаждения. **Поэтому у горизонтально лежащих потоков столбы располагаются вертикально**.
- В **дайках гипабиссальных или вулканических пород столбы имеют горизонтальное положение, наподобие поленницы дров**.
- **Отдельности** интрузивных пород также являются результатом взаимодействия между силами сжатия при остывании и влиянием тектонического давления после охлаждения масс. Выделяют пластовую отдельность с более или менее пологим залеганием, **матрацевидной формы**. Особенно она развита у гранитов. Кроме пластовой отдельности в интрузивных массивах возникают трещины с крутым падением, расположенные закономерно по отношению к силам давления. Они не бывают открытыми, так как блоки горных пород между трещинами силы давления прижимаются друг к другу. Перпендикулярно к плоскостям расположены **поперечные трещины отдельности**, идущие по направлению сил давления. Эти трещины могут быть открытыми и часто служат каналами для продвижения расплавленных масс или гидротермальных растворов, образуя **дайки более поздних интрузивных пород или гидротермальные кварцевые и другие жилы**, часто с промышленной минерализацией.

Минералогическая характеристика, структурно-текстурные особенности интрузивных и эффузивных пород резко различны.

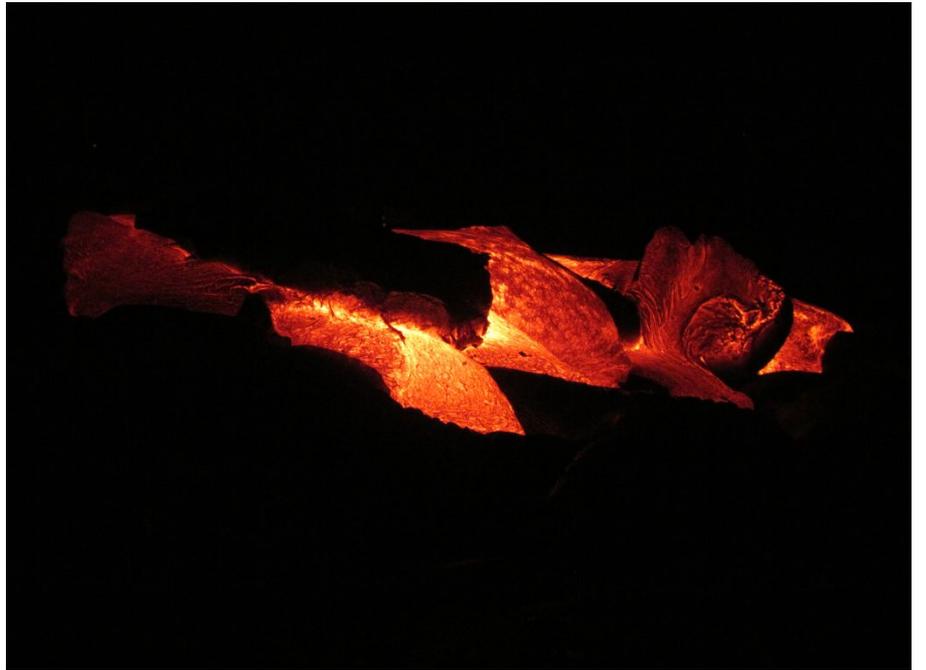
Структура - это особенности строения горной породы, зависящие от степени кристалличности, формы, размера и взаимоотношений минералов.

Текстура - это сложение породы. Она показывает как минеральные агрегаты распределены в пространстве

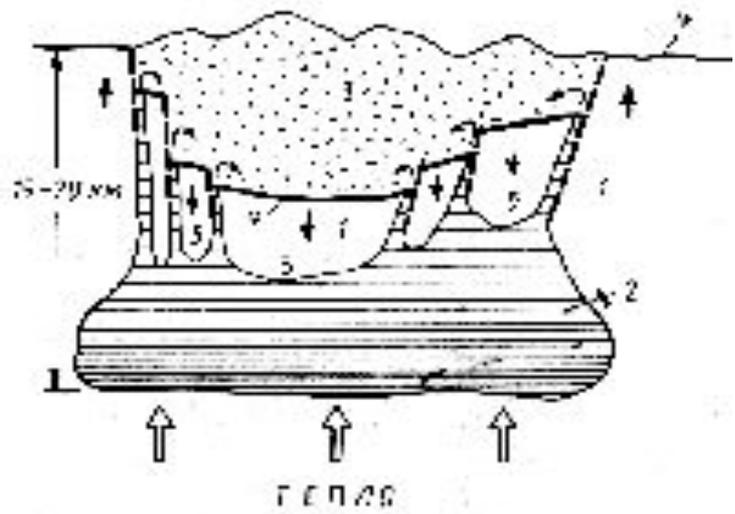
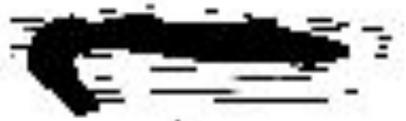
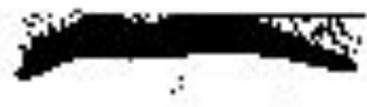
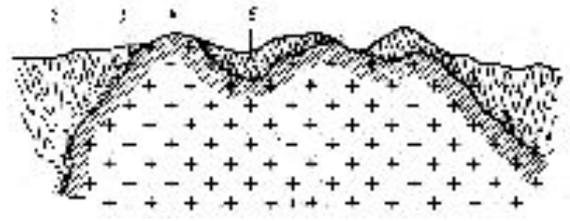
Различают **полнокристаллические, полукристаллические и стекловатые** структуры. Первые характерны для интрузивных пород, вторые - для эффузивных, третьи - для лав.

Полнокристаллические структуры свидетельствуют о **медленной и спокойной кристаллизации** под покровом вышележащих пород. Среди них выделяют крупнозернистые, мелкозернистые в зависимости от величины зерна. Выделяют также равномернозернистые и порфировидные структуры. Полнокристаллические породы обычно имеют массивную текстуру. Если процесс остывания протекает медленно, вся магма успевает кристаллизоваться - образуются полнокристаллические зернистые породы.

При очень **быстром застывании расплава** происходит образование вулканического стекла, имеющего пузыристые формы, и пемзы. Здесь же могут кристаллизоваться также **минералы возгонов из газовой фазы**, богатой летучими компонентами. Это прежде всего пары H_2O , HCl , H_2S , CO_2 , SO_2 , а также **соединения металлов с хлором, фтором, фосфором, мышьяком, сурьмой**. Процесс образования минералов из газовой фазы называют **пневматолизом** (греч. "пневма" - газ). В этом случае образуются **гематит, самородная сера,**



Контрольные вопросы



Г Е П А С

Контрольные вопросы

1. Какие существуют типы магматизма?
2. Что такое магма и каковы ее свойства?
3. Какова роль летучих компонентов в магме?
4. Каким образом магма превращается в горную породу?
5. Какие существуют типы интрузивов и их контактов?
6. Какие продукты извержения вулканов известны?
7. Типы вулканических построек и их связь с составом магмы.
8. Какие типы вулканических извержений известны и в чем причина их разнообразия?
9. Каков механизм перемещения пепловых потоков?

ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

- **Под текстурой** понимается общий облик породы, зависящий от расположения и распределения минеральных агрегатов относительно друг друга, а также от способа заполнения ими пространства. Тектурные признаки связаны с процессами, происходящими до или во время кристаллизации расплавов, с формой отдельности, возникающей при охлаждении магмы или под влиянием внешних воздействий во время и после кристаллизации.
- **Под структурой** подразумеваются те особенности строения горной породы, которые обуславливаются размером, формой и взаимными отношениями составных частей (кристаллов и вулканического стекла, там, где оно имеется). В английской и американской литературе термины «структура» и «текстура» употребляются в противоположном смысле: *texture* – структура, а *structure* – текстура

Рассмотрение структур удобно проводить по следующим **классификационным признакам:**

- **по степени кристалличности;**
- **по абсолютной величине минералов;**
- **по относительной величине минералов;**
- **по форме минералов.**

Ассоциации минералов магматических пород

Химический состав	Название	Главные породо-образующие минералы	Второстепенные минералы	Вторичные минералы
<u>Ультраосновные</u>	<u>дуниты</u> , <u>перидотиты</u> , <u>пироксениты</u> , <u>пикриты</u>	оливин, пироксены ромбические и моноклинные	титано-магнетит, ильменит, хромит, сульфиды Fe и Ni	серпентин, асбесты, хлорит, талек, магнезит
<u>Основные</u>	<u>габбро</u> , <u>базальты</u>	основные плагиоклазы, пироксены (моноклинные)	оливин, роговая обманка, биотит, титано-магнетит, апатит	серпентин, хлорит, эпидот
<u>Средние</u>	<u>диорит</u> , <u>андезит</u> , <u>сиенит</u> , <u>трахит</u>	средние плагиоклазы, роговая обманка	биотит, пироксены, калиевый полевой шпат	альбит, серицит, каолинит, хлорит, карбонаты
<u>Кислые</u>	<u>граниты</u> , <u>риолиты</u> <u>липариты</u>	калиевый полевой шпат, кварц, кислый плагиоклаз	апатит, циркон, магнетит	серицит, каолинит, хлорит
<u>Щелочные</u>	<u>сиениты</u> , <u>фонолиты</u>	нефелин, щелочные полевые шпаты, эгирин	щелочные амфиболы, биотит, сфен, апатит, магнетит, циркон	цеолиты, карбонаты

I. По степени кристалличности различают три типа структур: **полнокристаллические, полукристаллические и стекловатые.**

При **полнокристаллической (голокристаллической)** структуре горная порода целиком сложена кристаллами и не содержит вулканического стекла.

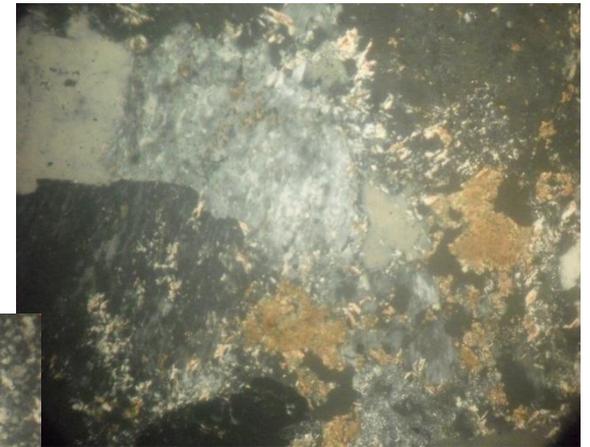
При **полукристаллической (гипокристаллической)** структуре горная порода состоит из минералов и вулканического стекла.

При стекловатой структуре горная порода целиком состоит из вулканического стекла, возможно, с единичными микролитами или зародышами кристаллов (кристаллитов)



Перлитовая структура в стекловатой породе. При одном николе. Видны потоки кристаллитов (по Е. А. Кузнецову, 1970).

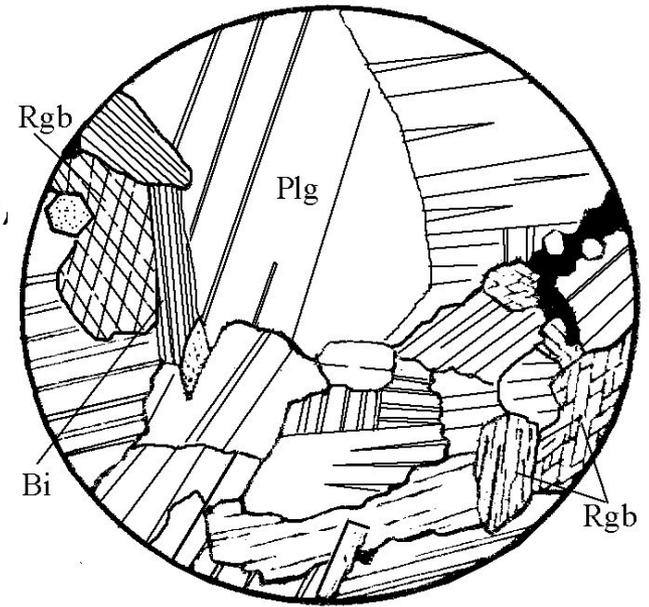
II. По абсолютной величине составных частей, слагающих полнокристаллическую породу, структуры делятся на **явнокристаллические, или фанеритовые** (отдельные минералы хорошо видны невооруженным глазом), **микрокристаллические** (отдельные минералы с трудом видны невооруженным глазом **скрыто** - или **криптокристаллические** (составные части неразличимы невооруженным глазом) – так называемые **афанитовые** структуры.



Среди явнокристаллических структур по абсолютной величине зерен выделяют **гигантозернистую** (диаметр зерен больше 10 мм), **грубозернистую, или крупнозернистую**, (диаметр зерен 5–10 мм), **среднезернистую** (диаметр зерен 1–5 мм) и **мелкозернистую** (диаметр зерен менее 1 мм) структуры.

III. По относительной величине минеральных зерен различают **равнозернистую и неравнозернистую** структуры. Среди неравнозернистых выделяются **порфириовидные и порфиоровые** структуры.

Порфириовидная структура определяется наличием крупных кристаллов, погруженных в полнокристаллическую основную массу, которая может быть мелко-, средне- и даже крупнозернистой. Причем величина порфириовидных выделений в несколько раз превышает размер зерен основной массы. Порфириовидная структура типична для пород, кристаллизующихся на небольшой глубине – в гипабиссальных условиях, часто наблюдается в гранитоидах



Биотит-роговообманковый диорит с порфириовидной структурой. Породу слагают: Plg – плагиоклаз, Rgb – роговая обманка, Bi – биотит; апатит, магнетит, сфен

IV. Большое значение в структурных рисунках пород имеет форма минералов. **Каждому минералу присуща своя кристаллографическая форма**; в магматических породах она может быть выражена по-разному, что зависит от ряда причин.

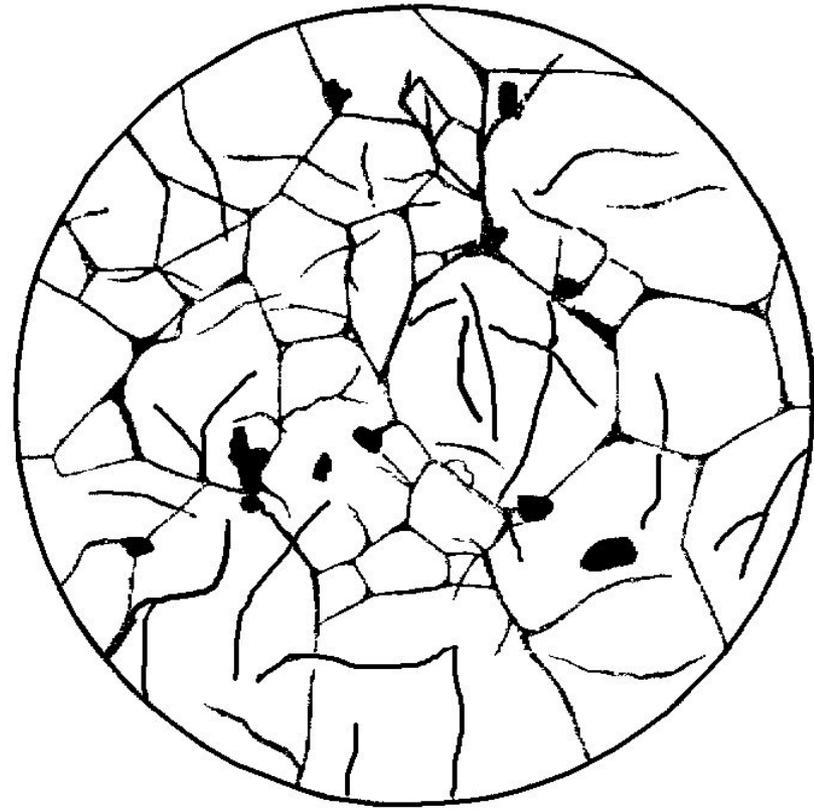
По степени совершенства развитых граней минералы делятся на:

- 1) **идиоморфные**, имеющие форму кристаллов с хорошо выраженными гранями;
- 2) **гипидиоморфные**, обладающие хорошо выраженными формами по отношению к некоторым минералам, и, наоборот, полностью ксеноморфные по отношению к другим;
- 3) **аллотриоморфные, или ксеноморфные**, не обладающие собственными формами, а выполняющие пространство между кристаллами других минералов (интерстиции) .



- **Структуры плутонических пород**
- Если все минералы в породе обладают собственными очертаниями, соответствующими их кристаллографической форме, или идиоморфизмом, то такую структуру называют **панидиоморфнозернистой**.
- Если все минералы, слагающие породу аллотриоморфны (ксеноморфны), то структура будет **паналлотриоморфнозернистой**.

Главными факторами, влияющим на степень идиоморфизма минералов, являются порядок кристаллизации минералов из расплава, а также степень их кристаллизационной способности.



Оливинит с панидиоморфнозернистой, неравнозернистой структурой

1. Гипидиоморфнозернистых структуры имеют разновидности:

Гранитовая структура встречается в породах, содержащих кварц, и полевые шпаты обычно идиоморфнее кварца.

Офитовая структура свойственна основным породам, в условиях быстрого остывания (малые интрузии, зоны эндоконтакта, субвулканические тела и даже лавы мощных потоков). Характеризуется резким идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к феррическим минералам.

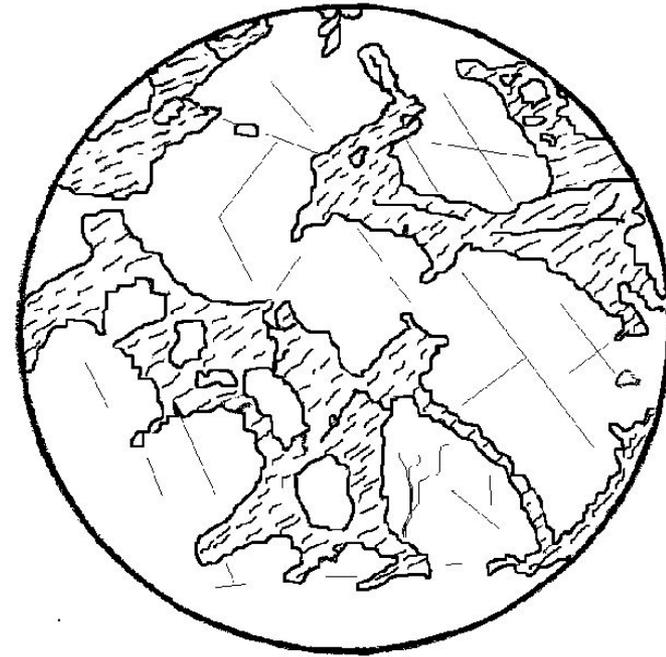
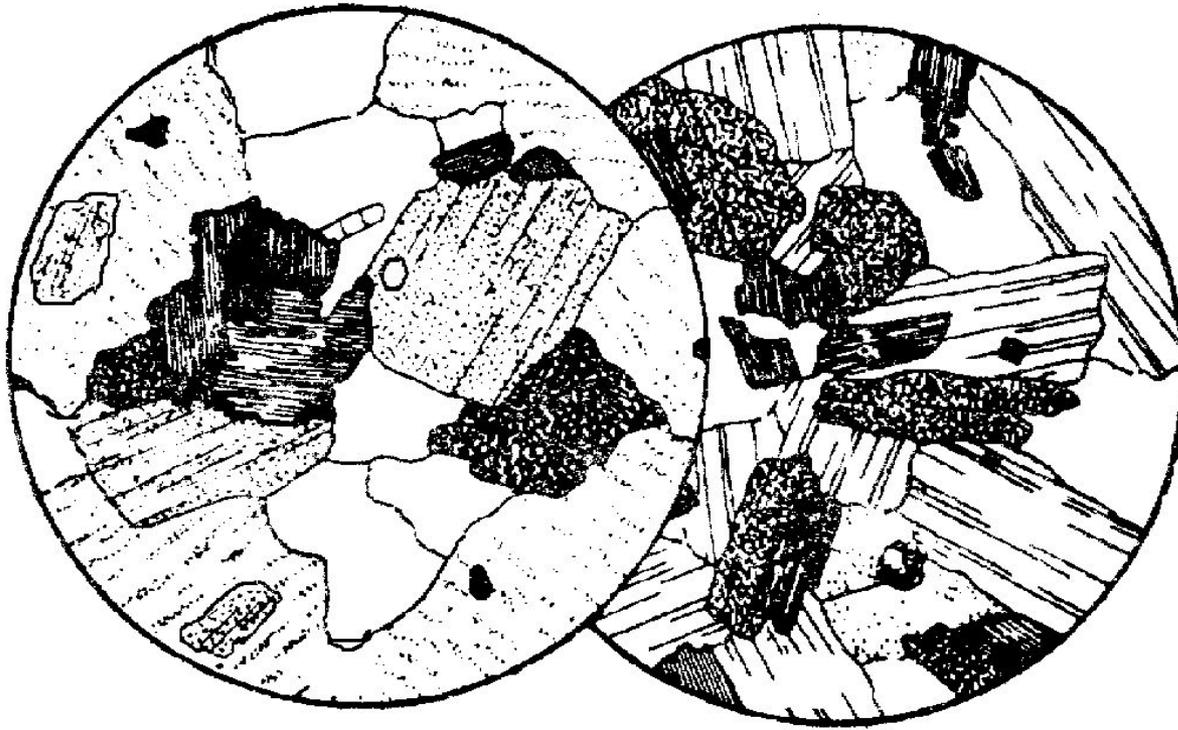
Пойкилитовая структура разновидность гипидиоморфнозернистой и характеризуется наличием включений одних минералов в другие.

Пойкилоофитовая структура типична для основных пород. В ней идиоморфные мелкие кристаллы плагиоклаза включены в более крупные кристаллы феррических минералов (пироксена или оливина) .

Монцонитовая структура в породах, содержащих значительное количество калиевого полевого шпата. Их крупные ксеноморфные зерна включают более мелкие идиоморфные кристаллы плагиоклаза и феррических минералов.

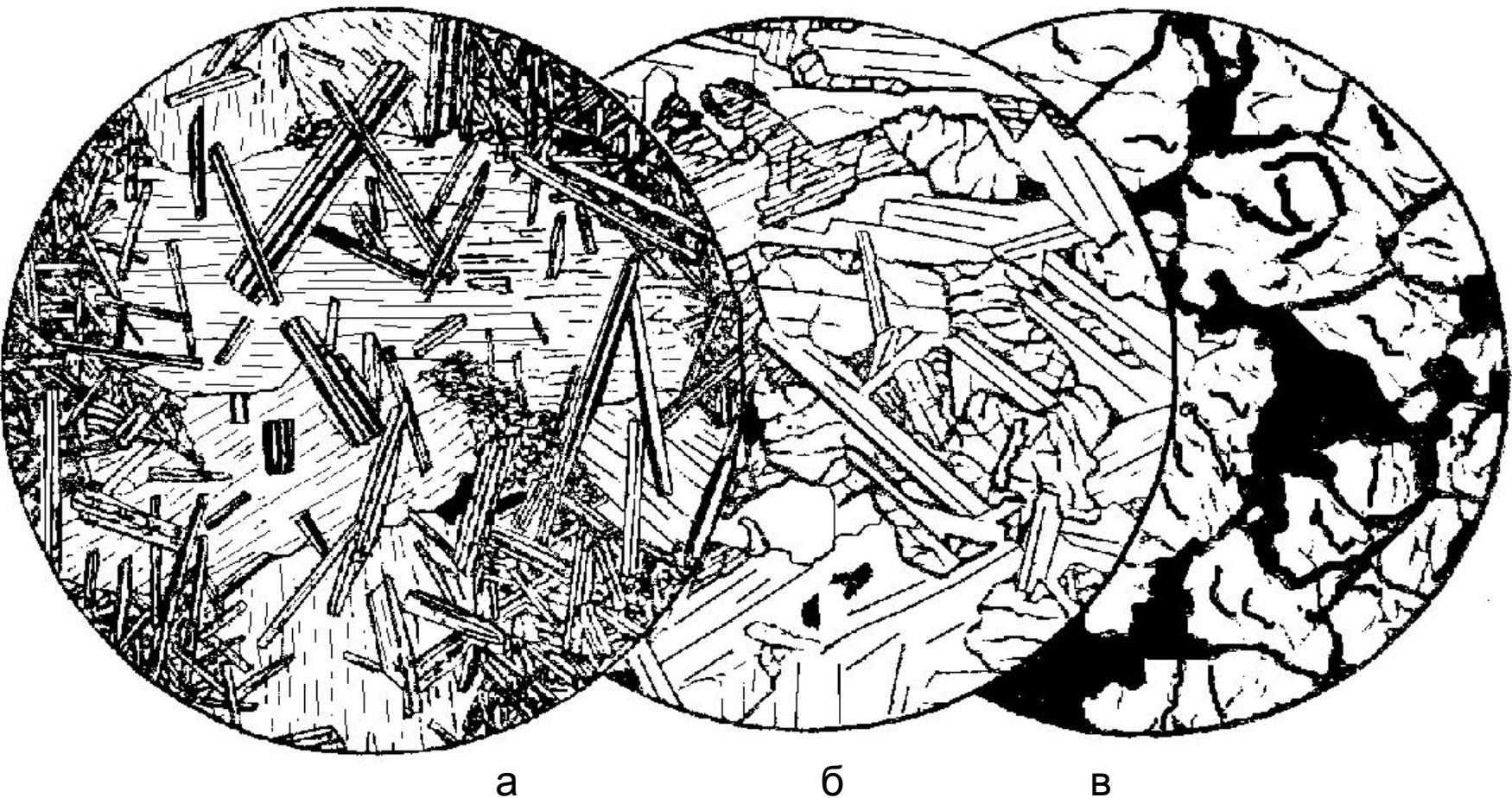
Агпаитовая структура характерна для щелочных пород с идиоморфизмом нефелина по отношению к щелочным феррическим минералам.

Сидеронитовая структура встречается в ультрамафитовых и основных породах, богатых рудным минералом. Для нее отмечается идиоморфизм силикатов относительно рудных минералов. Последние в виде цемента заполняют промежутки между силикатами.



Гранитовые структуры: *а* – биотитовый гранит, *б* – роговообманковый гранодиорит. Гранитовая структура относится к гипидиоморфнозернистым. Темные зерна: *а* – биотит, *б* – роговая обманка; зерна без рисунка – кварц; с продольной штриховкой – плагиоклаз; остальные – калиевый полевой шпат и мелкие зернышки акцессорных минералов

Агпаитовая структура в уртите, относится к гипидиоморфнозернистым. Бесцветный – нефелин, со штриховкой – эгирин



Офитовые структуры в долеритах: **а** – пойкилоофитовая; **б** – офитовая (диабазовая); **в** – сидеронитовая структура в магнетитовом оливините. Все эти структуры относятся к гипидиоморфнозернистым

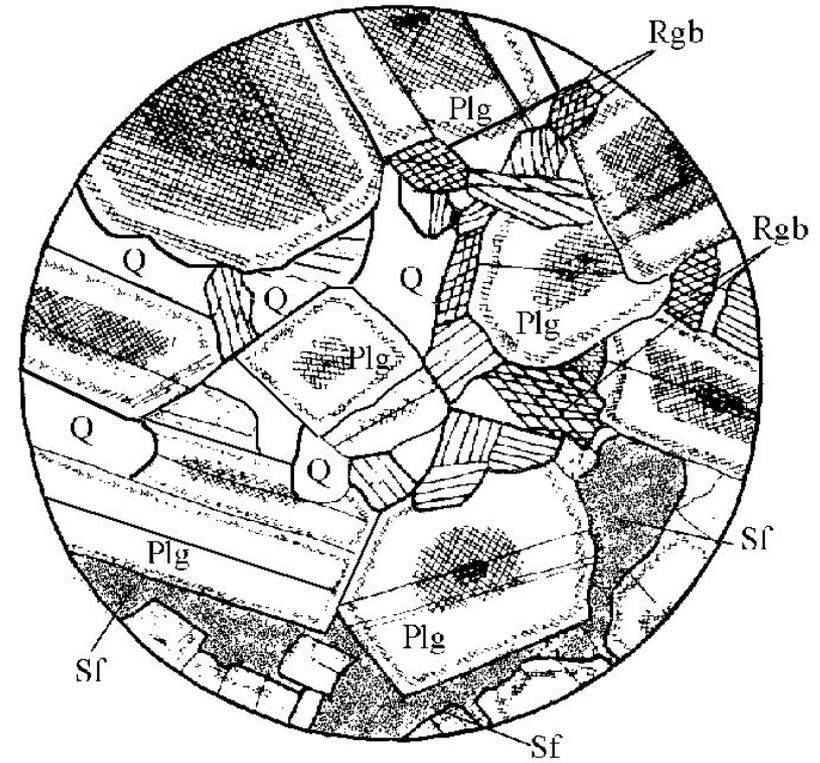
II. Паналлотриоморфнозернистая

структура характерна для полиминеральных пород и характеризуется ксеноморфными очертаниями всех минералов. Эта структура возникает при одновременной кристаллизации минералов.

Для **аплитовой структуры** отмечается неправильная форма изометричных полевых шпатов и кварца.

В случае **габбровой структуры** породы состоят из неправильных изометричных или короткопризматических кристаллов плагиоклаза и пироксена.

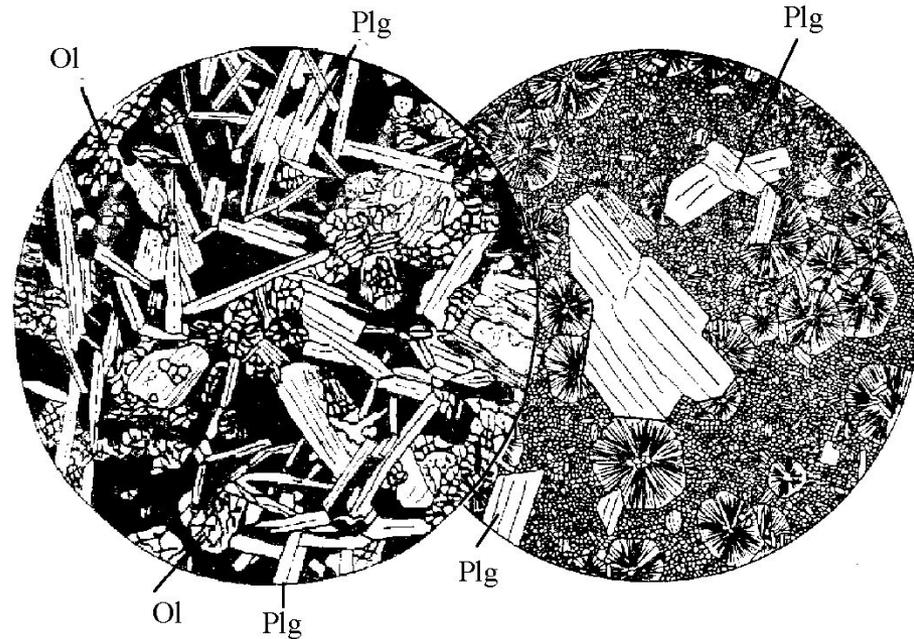
Иногда в породах встречается промежуточная между габбровой и офитовой – **габбро-офитовая структура**. Плагиоклаз при этом обладает несколько более отчетливым идиоморфизмом по отношению к феррическим минералам.



Кварцевый диорит с паналлотриоморфнозернистой, неравнозернистой структурой: Plg – зональный плагиоклаз, Rgb – роговая обманка, Q – кварц, Sf – сфен (по А. Н. Заварицкому, 1955)

III. Структуры прорастания. Эти структуры могут быть первичными, сформированными в процессе кристаллизации расплава (**пегматитовая, или графическая, друзитовая, или венцовая**). Однако чаще являются вторичными, появившимися в результате постмагматических процессов (реакционные каймы, мирмекиты, структуры распада твердых растворов: пертиты и антипертиты, а также другие срастания минералов).

Пегматитовая (графическая) структура – это сростки кварца и калиевого полевого шпата. Микропегматитовая структура называется гранофировой. Она встречается в основной массе порфиоровидных гранитов. Форма кварца в пегматитовых сростках клиновидная, в гранофировой структуре – неправильная.



Общая структура пород – порфиоровая. Структура основной массы: **а** – полукристаллическая (интерсертальная) (базальт); **б** – частично сферолитовая, а частично – фельзитовая (метариолит). Николи скрещены: черное – стекло, **Ol** – оливин, **Plg** – плагиоклазы, **Px** – пироксены (по Е. А. Кузнецову, 1970).

кварца в результате реакции ранне кристаллизовавшихся минералов с магмой или под воздействием гидротермальных растворов.

Магматические реакционные каймы в породах нормального ряда нарастают в **следующем порядке: оливин, ромбический пироксен, моноклинный пироксен, амфибол, биотит.**

В породах щелочного ряда эгирин (щелочной пироксен) нередко окаймляет щелочную роговую обманку. Каждая магматическая реакционная кайма представляет собой монокристалл, заключающий реликтовое зерно ранее выделившегося минерала. Характерные магматические реакционные каймы образуют **друзитовую, или венцовую, структуру.**

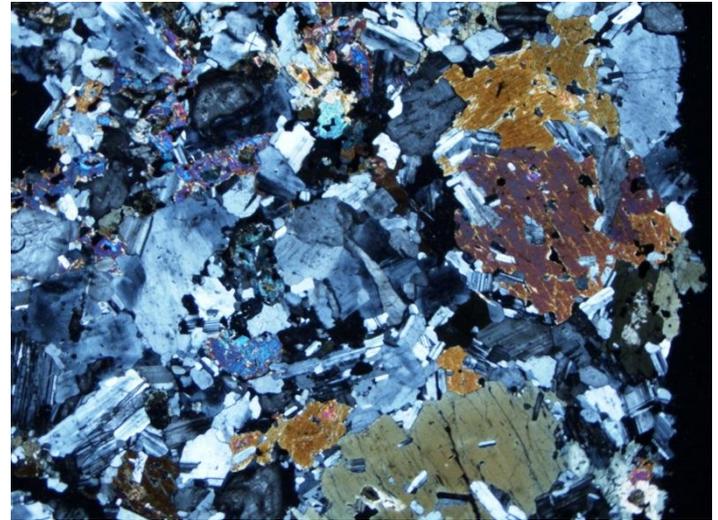
Постмагматические реакционные каймы называются келифитовыми. Они отличаются от магматических тем, что состоят не из одного кристалла, а из множества индивидов. Такие каймы, сложенные иголочками актинолита, иногда вместе с гранатом или шпинелью образуются вокруг оливина или пироксена, в результате взаимодействия их с плагиоклазом.

К постмагматическим образованиям относятся также альбитовые каемки, развивающиеся на плагиоклазах вдоль контакта с микроклином, и **симплектиты** – прорастания слюд мелкими неправильными зернами кварца.

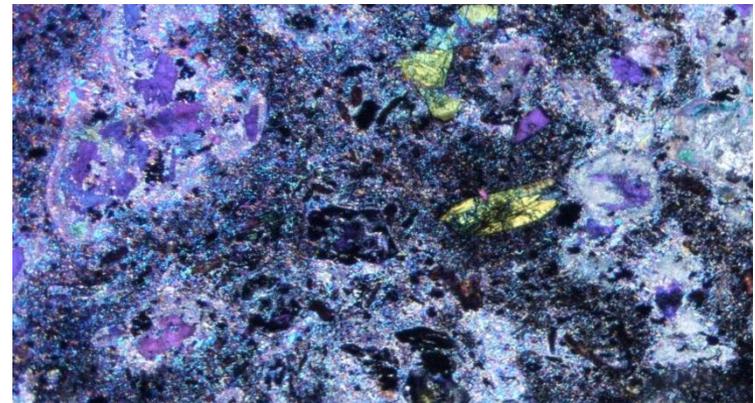
Пертиты представляют собой закономерные срастания калиевого полевого шпата с альбитом, в которых альбит в виде вростков

Антипертиты – плагиоклазы (обычно кислые) с вростками калиевого полевого шпата. Как правило, вростки калиевого полевого шпата имеют более или менее изометричные очертания.

Мирмекиты представляют собой зерна плагиоклаза, проросшие по границе с калиевым полевым шпатом червеобразными вростками кварца. Граница между полевыми шпатами, как правило, выпуклостью обращена в сторону калиевого полевого шпата. Образование мирмекитов – процесс постмагматический.



Антипертиты – плагиоклазы (обычно кислые) с вростками калиевого полевого шпата.



Мирмекиты зерна плагиоклаза, проросшие по границе с калиевым полевым шпатом

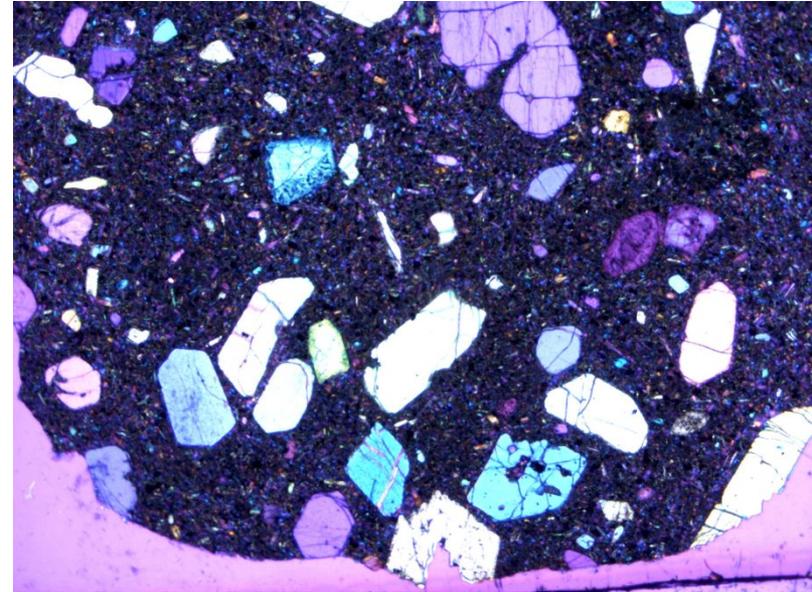
Структуры вулканических

пород

Вулканические стекла – аморфное вещество, близкое по составу магматическому расплаву. Среди них наиболее обычны породы кислого состава. Быстрое продвижение магмы к поверхности земли, охлаждение расплава и отделение летучих компонентов являются неизменным условием формирования вулканических стекол.

Породы **полустекловатого строения могут быть порфировой и афировой структур.**

Вулканиды порфировой структуры состоят из вкрапленников и основной массы, имеющей в свою очередь стекловатое или полустекловатое строение. **Фенокристаллы** отличаются от минералов основной массы значительно более крупными размерами; они обычно обладают ясно выраженными идиоморфными очертаниями.



Фенокристаллы оливина отличаются от минералов основной массы базальта значительно более крупными размерами

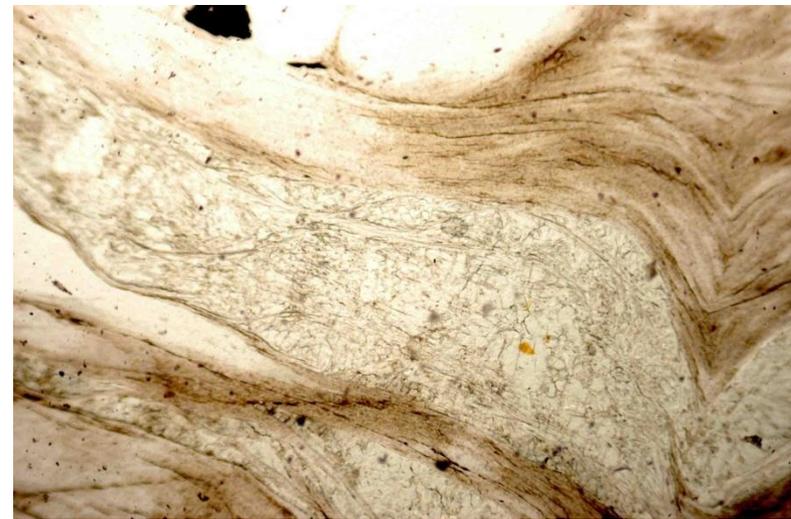
Структура основной массы с резким преобладанием стекла носит название **гиалиновой** в породах **среднего и основного** составов, а в породах **кислого** состава – **витрофировой**.

Гиалопилитовая структура

характеризуется примерно равным количеством стекла и микролитов.

Микролиты располагаются в породе беспорядочно и не соприкасаются друг с другом.

Микролитовые структуры отличаются преобладанием микролитов, беспорядочно расположенных в вулканическом стекле и соприкасающихся друг с другом главным образом по длинной стороне, вдоль линий течения и происходит обтекание вкрапленников микролитами, структура носит название **пипотакситовой**



Витрофировая структура
чароита

Интерсертальная структура отличается резким преобладанием микролитов над вулканическим стеклом. Микролиты плагиоклаза располагаются под углом друг к другу, образуя в разрезах замкнутые или полузамкнутые треугольники, внутренняя часть которых выполнена вулканическим стеклом .

Сферолитовая структура сложена значительным количеством сферолитов – шариков радиально-лучистого строения, растущих вокруг некоторых центров.

фельзитовая структура сложена мельчайшими зернышками кварца и полевого шпата, скрепленные незначительным количеством вулканического стекла .

Трахитовая структура напоминает пилотакситовую,, наблюдается ориентировка микролитов по движению расплава, обтекание микролитами вкрапленников, однако в строении трахитовой структуры участвуют микролиты калиевого полевого шпата, а не плагиоклаза, как в пилотакситовой .

Ортофировая структура отличается ничтожным количеством вулканического стекла и присутствием микролитов щелочного полевого шпата, представленного изометричными зернышками и короткопризматическими столбиками.

- Вулканические стекла представляют собой неустойчивую фазу существования вещества, оно медленно, самопроизвольно раскристаллизовывается, а атомы перегруппировываются в закономерные кристаллические системы. Этот процесс называется **расстеклованием, или девитрификацией**. Преобладающая часть измененных вулканитов вовлекалась в тектонические процессы, они подвергались воздействию флюидов, повышенных температур и давлений, что убыстряет процессы разложения стекла и приводит к его перекристаллизации. Таким образом, в измененных породах мы можем говорить о **реликтах первичных структур**, сформировавшихся при кристаллизации пород. Такие структуры называют реликтовыми или добавляют к названию магматических структур приставку «**апо**», например, **реликтовая пилотакситовая или апопилотакситовая**.
- В измененных разновидностях пород, как правило, одновременно или несколько позже разложения стекла изменяются и минералы, которые полностью или частично замещаются агрегатами вторичных минералов. Наряду с реликтовыми структурами существуют и специфические структуры, свойственные измененным породам. Например, **спилитовая структура** характеризуется тем, что основная масса пород состоит из беспорядочно расположенных длинных тонких лейст плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены мелким агрегатом вторичных

Текстура магматических пород

Текстуры, бывают трех типов: 1) массивная, или однородная; 2) такситовая, или неоднородная, пятнистая, шлировая; 3) шаровая, или сферическая.

Массивная (однородная) текстура характеризуется равномерным распределением зерен минералов, без какой-либо ориентировки.

Такситовая (неоднородная, пятнистая или шлировая) текстура выражается в неравномерном пятнистом распределении составных частей.

Шаровая (сферическая) текстура наблюдается в плутонических породах, и в лавах. Минералы располагаются концентрическими зонами вокруг некоторых центров, и принимают радиально-лучистое расположение.

Подушечная текстура характерна для лав, изливающихся в подводных условиях (пиллоу-лав) имеющих подушечную отдельность. Отдельные подушки в этих лавах образуются в виде гигантских капель при излиянии лавы в морскую воду.

Среди текстур, которые возникают при кристаллизации под влиянием внешних факторов выделяют директивные, брекчиевидно-такситовые и полосчатые.

Директивные текстуры характеризуются субпараллельной ориентировкой минералов в относительно какой-либо плоскости или линии, наиболее распространенными текстурами являются флюидальная, трахитоидная и гнейсовидная.

Флюидальная текстура - текстура течения – все микролиты в основной массе лавы ориентированы отдельными потоками.

Трахитоидная (или текстура «сплавного леса») текстура с таблитчатыми или уплощенно-призматическими зернами калиевого полевого шпата. Для вулканических пород повышенной щелочности.

Гнейсовидная текстура характерна для плутонических пород. Отличается субпараллельным расположением фемических минералов, под воздействием одностороннего давления.

Брекчиевидно-такситовая текстура характеризуется пятнистым расположением минералов, образующих скопления неправильной формы.

Полосчатая текстура сложена чередующимися полосами различного состава или разной структуры. В плутонических породах полосчатая текстура возникает в результате дифференциации магмы в стационарном состоянии либо при ее течении.

плотные текстуры характеризуются тесным примыканием кристаллов друг к другу, без пустот между ними.

Пористая (пузыристая, пемзовая) текстура возникает в лавах благодаря удалению газа, скапливающегося первоначально в виде пузырьков.

Пемзовую текстуру имеет застывшая пеноподобная лава.

Миндалекаменная текстура. Миндалины могут быть сложены одним минералом или двумя, реже тремя минералами, тогда они имеют концентрически-зональное строение – стенки пустот выполнены одним минералом, а центральные части – другими.

Пористая текстура характерна для вулканических пород, но встречается также и в гипабиссальных и плутонических породах (в последних – в виде миароловых пустот, частично заполненных поздние или постмагматическими минералами).

Миароловая текстура наблюдается в некоторых гранитах эндоконтактовых участков массивов.

Перлитовая текстура отличается присутствием концентрических округлых или овальных (скорлуповатых) трещинок отдельности, часто группирующихся в пределах мелких блоков, ограниченных линейными трещинками. Иногда эти трещинки настолько совершенны, что макроскопически породы кажутся агрегатом небольших ядрышек вроде жемчуга (отсюда и название текстуры), состоящих из многих оболочек (подобно луковице).

- ***Контрольные вопросы***
- **1.** От чего зависят формы магматических тел и какие формы вы знаете?
- **2.** От чего зависят текстуры магматических пород и по какому принципу они выделяются?
- **3.** Какие текстуры характерны для плутонических, вулканических и гипабиссальных горных пород?
- **4.** От чего зависят структуры магматических пород и по какому принципу они выделяются?
- **5.** Какие структуры характерны для плутонических, вулканических и гипабиссальных горных пород?

Гипотезы происхождения пород ультраосновного и основного состава

- Современные взгляды на генезис ультраосновных и основных пород исходят из следующих трех точек зрения.
- 1. **Первичной магмой** является базальтовая, и все разнообразие пород возникает в результате ее дифференциации, кристаллизационной и магматической. Дифференциация магмы – это совокупность всех физических и химических процессов, в результате которых происходит расщепление материнской, первичной, магмы на вторичные.
- 2. Кроме базальтовой существует самостоятельная **перидотитовая магма**, которая поступает из более глубоких частей земной коры; возникновение ее связано с заложением глубинных разломов в симатической оболочке.
- 3. Ультраосновные породы имеют не магматическое происхождение (путем протрузии).

Ультраосновные и основные породы

Они представлены следующими разновидностями:

Дуниты состоят практически из одного оливина (90 - 100 %).

Перидотиты состоят преимущественно из оливина и пироксена, при преобладании оливина.

Габбро состоит из плагиоклаза и пироксена, преимущественно авгита.

Плагиоклаз N50-70 (лабрадор-битовнит). Иногда присутствует оливин (оливиновое габбро) и роговая обманка (роговообманковое габбро).

Базальты - это наиболее распространенные из всех излившихся пород образования. Название произошло от эфиопского слова что значит кипяченый, так как базальты рождены в жерлах вулканических аппаратов. Минеральный состав базальтов аналогичен габбро. Они состоят из основного плагиоклаза, авгита и вулканического стекла.

Присутствие стекла в базальтах необязательно. Они могут быть полностью кристаллическими.

Важнейшим процессом **вторичного изменения** ультраосновных пород является серпентинизация - превращение оливина в серпентин. **Серпентинизация** происходит на значительной глубине и должна быть отнесена к явлениям метасоматоза. Горные породы, состоящие из серпентина, называются серпентинитами. Глубинные породы основного состава менее распространены по сравнению с их



Дуниты



Базальты



серпентинит

II. Средние породы

Они по сравнению с основными содержат больше кремнезема и меньше цветных минералов.

Главными породообразующими минералами средних пород являются **средний плагиоклаз** (андезин) и **роговая обманка**, реже присутствуют *биотит*, *пироксен* и *кварц*. В этой группе также преобладают излившиеся породы над глубинными.

Глубинные породы представлены **диоритами**, а *излившиеся* - **андезитами**. В состав диоритов входят **плагиоклаз** (андезин, олигоклаз) и **роговая обманка**, реже пироксен и биотит. На долю плагиоклаза приходится около 70%.

Количество роговой обманки может достигать 20%, биотита до 10%. Кварц как правило отсутствует, но встречаются разновидности, содержащие кварц до 5 - 15%. Это кварцевые диориты.

Андезиты - очень распространенная эффузивная порода. Строение андезитов порфировое. В порфировых выделениях присутствует плагиоклаз.

Цветные минералы представлены авгитом, реже роговой обманкой и биотитом. Основная масса пород чаще всего полукристаллическая. Особенно широко распространены андезиты в областях молодой вулканической деятельности. Лавовые потоки андезитов более короткие и мощные по сравнению с базальтовыми потоками. Это объясняется большей вязкостью андезитовых магм. Они менее подвижны, чем базальтовые.

ГИПОТЕЗЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ПОРОД КИСЛОГО СОСТАВА

Все многочисленные гипотезы генезиса гранитоидов могут быть объединены в три группы, отражающие следующие исходные точки зрения.

- **Магматическое происхождение гранитов.** Они образовались: из ювенильной гранитной магмы (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, П. Ниггли);
из гранитной магмы, возникшей в результате дифференциации базальтовой магмы (Н. Л. Боуэн).
- **Палингенное происхождение гранитов** (Ю. А. Кузнецов, В. С. Коптев-Дворников, Т. Барт и др.).
- **Метасоматическое происхождение гранитов** – учение трансформизма (Н. Г. Судовиков, Г. Рид, Г. Баклунд, Д. Рейнольдс, Е. Рубо, Г. М. Саранчина и др.).

1. Первичной магмой является базальтовая, и все разнообразие пород возникает в результате ее дифференциации, кристаллизационной и магматической. Дифференциация магмы – это совокупность всех физических и химических процессов, в результате которых происходит расщепление материнской, первичной, магмы на вторичные.
2. Кроме базальтовой существует самостоятельная перидотитовая магма, которая поступает из более глубоких частей земной коры; возникновение ее связано с заложением глубинных разломов в симатической оболочке.
3. Ультраосновные породы имеют не магматическое происхождение (путем протрузии).

Магматическая дифференциация происходит в расплаве еще до того, как он начал кристаллизоваться. Возможными факторами магматической дифференциации являются следующие: **ликвация; миграция вещества по принципу Соре; газовый перенос.**

Ликвация – это процесс расщепления одного расплава на два при понижении температуры. В результате ликвации магмы перестают обладать свойствами идеальных растворов, из-за чего в них развивается жидкостная несмесимость.

Дифференциация вещества по принципу Соре была названа так по имени ученого, заметившего, что вблизи стенок охлаждающегося сосуда накапливаются более высокотемпературные минералы (обычно темноцветные), которые кристаллизуются в первую очередь. В природных условиях этот принцип соблюдается при кристаллизации гранитоидных интрузий, в эндоконтактах которых бывает накопление цветных силикатов – роговой обманки и/или биотита.

Газовый перенос. Многие ученые предполагают, что летучие компоненты, среди которых H_2O и CO_2 играют ведущую роль, накапливаются в верхней части магматической камеры и увлекают за собой молекулы легкоподвижных щелочных металлов Na и K и некоторых редких компонентов. Этот процесс также подтвержден экспериментальными данными. Принцип газового переноса применяется при объяснении происхождения щелочных пород.

Палингенная гранитная магма

Большинство исследователей на современном этапе развития науки считают, что гранитная магма имеет вторичное происхождение.

Из них одна группа ученых полагает, что исходной магмой является базальтовая; все разнообразие пород эти исследователи объясняют ассимиляцией пород осадочно-метаморфической оболочки земной коры.

Вторая группа ученых признает наличие **палингенной гранитной магмы**, но причиной **переплавления сиалической оболочки** считает **различные процессы, происходящие в земной коре: складкообразование, радиоактивный распад, поднятие магматических масс основного состава, которые являются как источником тепла, так и источником магматических растворов.**

По мнению Д. С. Коржинского, образование гранитной магмы происходит под воздействием **сквозь магматических растворов**, которые поднимаются из глубин под влиянием гравитационной дифференциации земного вещества и вызывают плавление в земной коре.

Возможность возникновения палингенной магмы при частичном выборочном плавлении осадочно-метаморфической оболочки земной коры доказана экспериментальным путем Н. Л. Боуэном и О. Ф. Таттлом. Ими установлено, что **эвтектоидные гранитные расплавы кристаллизуются при температурах 640–650 °С.**

Метасоматические теории образования гранитов

Учение трансформизма, широко развитое за рубежом, у нас распространено меньше, хотя в последнее время используется все чаще и чаще, под названием гранитизация. Под гранитизацией понимают процесс, в результате которого твердые породы превращаются в породы гранитного состава без прохождения магматической стадии. Считают, что гранит может образоваться за счет различных исходных пород при метасоматических процессах. Различают два способа гранитизации: **1) путем диффузии вещества через жидкие межгранулярные пленки и 2) путем диффузии в твердой среде.** В зону гранитизации привносятся щелочи и кремнезем, а выносятся магний и железо. Таким образом, в земной коре должны существовать зоны, которые будут характеризоваться привносом магния и железа. Отсюда следует гипотеза Д. Рейнольдса о существовании опережающего фронта базификации, который должен опережать фронт гранитизации. Поэтому вопрос, куда выносятся и где накапливаются компоненты, удаленные из зоны гранитизации, до сих пор никем из ученых успешно не разрешен. Большинство исследователей на современном этапе развития наших знаний о гранитоидах признают возможность образования пород гранитного состава двумя путями: **путем кристаллизации из гранитной магмы и метасоматическим путем.** Иными словами, гранит является по своему генезису гетерогенным образованием. В настоящее время одна группа исследователей полагает, что гранитизация связана с гранитной магмой, другие же ученые считают, что **гранитизация происходит под влиянием сквозьмагматических растворов и постепенно перерастает в магмообразование.** Состав образующихся пород зависит от двух причин: от режима кислотности – щелочности циркулирующих растворов и от

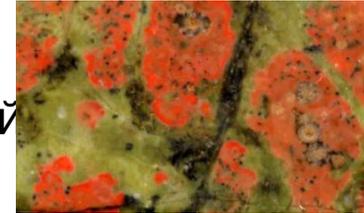
Контрольные вопросы

1. Назовите гипотезы образования ультраосновных и основных пород.
2. Что такое кристаллизационная дифференциация базальтовых магм и как она происходит?
3. Какие явления в петрологии объясняют с привлечением механизма: а) ликвации; б) газового переноса; в) дифференциации вещества по принципу Соре?
4. Какие вы знаете гипотезы происхождения пород кислого состава?
5. Зачем, по вашему мнению, необходимо знать происхождение тех или иных горных пород?

III. Кислые породы

Они характеризуются высоким содержанием кремнекислоты – свыше 65%, незначительным содержанием цветных компонентов (3 - 15%) и общей светлой окраской. Главными породообразующими минералами кислых пород являются **кварц** (25-35%), **калиевый полевой шпат** (КПШ) (35 - 40%), **кислый плагиоклаз** (15 - 25%), **биотит** (5-15%), реже **мусковит** и **роговая обманка**. *Вторичные изменения* выражаются в развитии серицита, каолинита, хлорита.

Глубинные породы кислой магмы чрезвычайно широко распространены и встречаются гораздо чаще излившихся. К ним относятся граниты. **Граниты** - интрузивные полнокристаллические породы. Макроскопически в гранитах можно различить кварц, полевой шпат и слюду. По крупности зерен различают крупно-, средне- и мелкозернистые граниты. Гранитные породы образуют огромные батолиты, занимающие иногда десятки тысяч квадратных километров; также обычны дайки различных размеров. Излившимися аналогами **гранитов** являются **риолиты** или **липариты**. Они имеют тот же минеральный состав, что и граниты, но калиевый полевой шпат обычно представлен более высокотемпературной разновидностью - санидином. В отличие от зернистой структуры гранитов риолиты имеют порфировую структуру. В порфировых включениях находятся кварц или полевой шпат. *Стекловатые породы*, соответствующие по составу риолитам, называются вулканическими стеклами. Наиболее типичен для них обсидиан, имеющий характерный стеклянный блеск и раковистый излом, цвет его преимущественно черный.



риолиты



IV. Щелочные породы

Они характеризуются повышенным содержанием **калия** и **натрия** по отношению к алюминию. Они составляют примерно 0,4% от всех магматических пород.

Сиениты - глубинные щелочные породы, которые по содержанию кремнекислоты могут быть отнесены к средним породам. Главные породообразующие минералы - **калиевый полевой шпат (микроклин, ортоклаз)** - 50-70%, **кислый плагиоклаз** - 10-30%, **роговая обманка** до 15%, реже присутствует *биотит* (до 10%) и *пироксен*. **Кварц отсутствует или встречается в очень незначительных количествах.** *Структура* сиенитов обычно среднезернистая

Нефелиновые сиениты - крупнозернистые глубинные породы, крайне щелочные разновидности сиенитов. От сиенитов отличаются более низким содержанием кремнекислоты, **полным отсутствием кварца**, присутствием нефелина. Главными минералами являются *калиевые полевые шпаты* (55-65%), *нефелин* (15-30%), *эгирин* (10-20%), *щелочные амфиболы*, иногда биотит. Для нефелиновых сиенитов характерно присутствие апатита и различных цирконо- и титаносиликатов (титанит и другие минералы). Нефелиновые сиениты генетически связаны со щелочными сиенитами. Крупнейшей щелочной провинцией мира являются Хибины на Кольском полуострове.

Эффузивные аналоги щелочных пород называются **фонолитами**.

Распространены они очень незначительно. Это породы обычно *порфирового* сложения. В порфировых вкрапленниках могут находиться нефелин, эгирин и другие минералы. Залегают фонолиты в виде небольших *куполов и даек*,

приуроченных к крупным разломам земной коры. Промышленное значение

КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

- Наиболее важным считается **содержание SiO_2** (кремнезема), который считается главным компонентом и положен в основу классификации. На основании содержания SiO_2 (в мас. %) породы делятся на кислые (> 64), средние (52–63), основные (45–52), ультраосновные (< 45).
- Очень важным критерием деления пород по химическому составу являются содержания **окислов калия и натрия**, а также их соотношения.
- Группы магматических пород разделяются по **степени щелочности** на **петрохимические ряды – нормальной щелочности, умеренно-щелочные (синонимы: субщелочные, повышенной щелочности) и щелочные**. Критерием для такого разделения служит содержание в горных породах суммы щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, в мас. %), пределы колебаний которых принимаются различными для разных групп пород, т. е. они варьируют в зависимости от содержания кремнезема. В пределах каждого ряда находятся петрохимические группы пород, выделяемые по содержанию кремнезема.
- В ряд **нормальной щелочности** входят группы дунитов, перидотитов, пироксенитов, габбро, габбро-диоритов, диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и их эффузивных аналогов (коматиитов, пикритов, базальтов, андезито-базальтов, андезитов, дацитов, риолитов)

Классификация магматических пород нормального ряда

Группа пород	Содержание SiO ₂ , мас. %	Главные минералы	M, %	Плутонические породы	Вулканические породы
Ультраосновные	Около 40	Оливины, пироксены, реже амфиболы, еще реже биотит	95–100	Дуниты, перидотиты, оливиниты	Пикриты, коматииты
Основные	40–53	Основные плагиоклазы, пироксены, оливин, реже амфибол и биотит	50	Габбро, нориты, троктолиты, анортозиты	Базальты, андезито-базальты
Средние	53–64	Средний плагиоклаз, роговая обманка, биотит, реже пироксены	35	Габбро-диориты, диориты	Андезиты
Кислые	64–75	Кислый плагиоклаз, калишпат, кварц, биотит, реже амфиболы и пироксены	10	Граниты	Дациты, риолиты

Классификация магматических пород субщелочного

Группа пород	Содержание SiO_2 , мас. %	Главные минералы	M, %	Плутонические породы	Вулканические породы
Основные	40–53	Основные плагиоклазы, пироксены, оливин, реже амфиболы и биотит	50	Монцогаббро, эссекситы	Трахибазальты
Средние	53–64	Средний плагиоклаз, роговая обманка, биотит, реже пироксены	35	Монзониты, сиениты	Трахиандезиты, латиты, трахиты
Кислые	64–75	Кислый плагиоклаз, калишпат, кварц, биотит, реже амфиболы и пироксены	10	Граносиениты, субщелочные граниты	Трахидацинты, трахириолиты

Классификация магматических пород щелочного ряда

Группа пород	Главные минералы	Цветное число, %	Плутонические породы	Вулканические породы
Ультраосновные	Нефелин, щелочной пироксен	95 –100	Ультраосновные фойдолиты, щелочные пироксениты, мелилитолиты	Ультраосновные фойдиты, меймечиты, кимберлиты, оливиновые лампроиты, мелилититы
Основные	Нефелин, лейцит, основные плагиоклазы, щелочные пироксены и амфиболы	50	Основные фойдолиты, щелочные габброиды	Щелочные базальтоиды
Средние	Нефелин, лейцит, калишпат, альбит, щелочные амфиболы и пироксены	15	Фельдшпатоидные сиениты	Фонолиты
	Калишпат, альбит, щелочные амфиболы и пироксены	15	Щелочные сиениты	Щелочные трахиты
Кислые	Калишпат, альбит, кварц, щелочные	10	Щелочные граниты	Щелочные трахидациты, щелочные

Кроме выделения петрохимических рядов по степени общей щелочности, традиционным и имеющим важное петрологическое значение является разделение магматических пород по **типу щелочности** с использованием соотношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ на натриевые, калиево-натриевые и калиевые. При классификации учитываются следующие минералогические особенности пород.

1. Содержание полевых шпатов, состав полевых шпатов и соотношение щелочных полевых шпатов и плагиоклазов.
2. Присутствие или отсутствие кварца.
3. Относительное количество силикатных и феррических минералов (индекс мафичности M , %).
4. Отсутствие или наличие фельдшпатоидов (нефелина, лейцита и др.).

КЛАССИФИКАЦИЯ ЖИЛЬНЫХ (ГИПАБИССАЛЬНЫХ)

Пород

Жильные породы разделяются на две подгруппы: асхистовые (нерасщепленные), диасхистовые (расщепленные) породы.

Асхистовые породы по минеральному составу характерны интрузиям и отличаются от них мелкозернистой или порфировидной (порфировой) структурой. Для них употребляется приставка «микро» (микрогранит, микродиорит и т. д.). Для асхистовых пород, с порфировой структурой, в названии прибавляется слово «порфирит», если во вкрапленниках присутствует плагиоклаз и темноцветные минералы, и «порфир», если в породе встречаются вкрапленники кварца и калиевого полевого шпата, например, гранит-порфир, сиенит-порфир, диорит-порфирит, габбро-порфирит и др.

Диасхистовые породы разделяются на лейкократовые – аплиты и пегматиты и меланократовые – лампрофиры.

Аплиты – светлоокрашенные тонкозернистые породы, состоят из светлых (салических) минералов, отличаясь от них полным или почти полным отсутствием цветных минералов (гранит-аплиты, гранодиорит-аплиты, диорит-аплиты, сиенит-аплиты, и т. д.).

Пегматиты обладают светлыми окрасками, от крупно- до гигантозернистой пегматитовой или гранофировой структурой. Они формируются при участии флюидов и салических минералов, обогащены крупными кристаллами мусковита, биотита, лепидолита, турмалина, апатита, топаза и др. Существуют гранит-пегматиты, сиенит-пегматиты, нефелин-сиенит-пегматиты и другие разновидности пегматитов.

Лампрофиры – темноокрашенные мелкозернистые, или порфировидные породы. Крупные выделения представлены и фемическими минералами (лампрофировая структура). Это плагиоклаз-роговообманковые (**спессартиты**).

КЛАССИФИКАЦИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНЫХ

ПОРОД

В основу классификации положен **химический состав (риолитовый, андезитовый, базальтовый)**. Вулканогенно-обломочные породы часто содержат примесь чужеродного (ксеногенного) вещества, и это отражается на химическом составе пород.

Разделение пород **по характеру скрепляющей обломки массы**. Она может быть эффузивной (лавовой), отсутствовать (в спекшихся разностях), гидрохимической (переработанным пепловым цементом).

По строению разделяются на несколько типов.

Рыхлый пирокластический материал называется тефрой. Так как в состав тефры входит стекло, которое литифицируется, и переходит в плотную породу – туф.

По величине обломков, увеличение размера которых указывает на близость к источнику извержения.

По агрегатному состоянию туфы делятся следующим образом:

витрокластические – состоят из тонко распыленного вулканического стекла, т. е. вулканического пепла;

кристаллокластические – состоят преимущественно из минералов и их осколков;

литокластические – в значительной мере состоят из обломков пород.

Контрольные вопросы

1. Назовите признаки, положенные в основу классификации магматических горных пород?
2. Как производится классификация гипабиссальных горных пород?
3. Как производится классификация вулканогенно-обломочных пород?

К магматическому процессу минералообразования относят также карбонатиты и кимберлиты.

V. Карбонатиты - редкие магматические или постмагматические гидротермально-метасоматические несиликатные образования, пространственно и генетически тесно связанные с ультраосновными щелочными породами и состоящие, в основном, из кальцита и доломита.

VI. Кимберлиты - своеобразные брекчиевидные породы, состоящие из обломков ультраосновных пород, а также обломков вмещающих осадочных пород. Это брекчия, образовавшаяся в результате взрыва ультраосновной магмы и прорыва вышележащих пород (пневматолитические породы) . Диаметр кимберлитовых трубок колеблется от 30 до 100 метров. Обломки сцементированы глинистым материалом. Минералы, характеризующие кимберлиты, это **алмаз, оливин, диопсид, ильменит, пироп, флогопит, магнетит.**

Магматическое происхождение имеют многие практически важные минералы. Крупные промышленные залежи апатита, хромита, титаномагнетита и сульфидных руд могут образовываться в результате ликвации.

Пегматитовый процесс

Пегматиты - крупно- и гигантозернистые жильные тела, близкие по составу [интрузиям](#), с которыми они пространственно связаны. Пегматиты отличаются формой, строением и, иногда, наличием редкометальных и редкоземельных минералов. Форма пегматитов преимущественно жильная. Тесная пространственная связь пегматитов с интрузиями доказывает их генетическое родство. Пегматиты обычно удалены от интрузивных пород не более, чем на 1-2 км. Подавляющее число пегматитов связано с [гранитными](#) интрузиями (гранитные пегматиты), реже встречаются пегматиты, связанные со [щелочными](#) магматическими породами (щелочные пегматиты), и редко отмечаются габбро-пегматиты. Минеральный состав пегматитов тот же, что и в материнской интрузии. Согласно представлениям А.Е.Ферсмана, **при кристаллизации гранитной магмы образуется остаточный силикатный расплав, богатый соединениями редких и редкоземельных элементов и летучими веществами-минерализаторами (соединения хлора, фтора, бора). Этот расплав, кристаллизуясь, образует пегматиты.** Среди гранитных пегматитов выделяют керамические (крупные блоки [микроклина](#) и [кварца](#)), слюдоносные ([мусковит](#)), редкометальные (литий, бериллий, тантал-ниобий, цезий) и хрусталеносные (горный хрусталь, [топаз](#), [берилл](#)). Последние обычно залегают среди [гранитов](#) и [гранито-гнейсов](#) и образуют полости - камеры, поэтому их также называют камерными пегматитами. В этих полостях (занорышах) вырастают крупные кристаллы горного хрусталя, дымчатого кварца, [мориона](#), топаза, берилла и других минералов. Пегматиты часто имеют зональное строение. **Пегматиты** - источник редкоземельных: Sc, Y, Ce, La; редких: Be, Li, Ta, Nb, Sr и других элементов. Это источник [пьезокварца](#), [слюды](#), а также [полевых шпатов](#),

Минералы пегматитов

Типы пегматитов	Главные минералы	Второстепенные минералы
Гранитные пегматиты (керамические и мусковитовые)	Плагиоклаз , микроклин , кварц , мусковит , биотит	Гранат , берилл , монацит , циркон , апатит
Гранитные пегматиты (редкометальные)	Клевеландит, кварц, микроклин, сподумен , лепидолит	Мусковит, берилл, турмалин , касситерит
Гранитные пегматиты (хрусталеносные)	Кварц, горный хрусталь	Мусковит, биотит, дымчатый кварц, морион, альбит, берилл
Гранитные пегматиты "линии скрещения"	Флогопит , биотит, тальк, хлорит , актинолит , плагиоклаз	Роговая обманка, берилл (изумруд), кварц, мусковит, флюорит
Щелочные пегматиты	Микроклин, нефелин , эгирин , альбит , роговая обманка	Мусковит, биотит, сфен , пирохлор , ильменит , циркон

Контрольные вопросы

1. При каком процессе образуются карбонатиты?
2. Какие породы называются пневматолитическими?
3. Какие породы называют пегматитовыми?

Метасоматические процессы

Контактово-метасоматические образования, возникающие на контакте интрузии.

Процессы метасоматоза распространены при формировании пегматитов и гидротермальных рудных жил. Мы рассмотрим два наиболее практически важных контактово-метасоматических процесса - это **скарновый** процесс и возникновение **грейзенов**.

Наиболее сильно явления контактового метаморфизма проявляются при внедрении гранитной интрузии в толщу карбонатных пород. Они реагируют между собой, в результате чего образуется комплекс новых минералов, характерных исключительно для зоны контакта этих пород. Здесь обязательно принимают участие жидкие или газообразные растворы, которые приносят одни и уносят другие компоненты, т.е. вызывают метасоматическое замещение. Источником этих растворов является остывающий магматический очаг, от которого в зависимости от условий могут отделяться газовая или жидкая фаза.

Контактово-метасоматические процессы неразрывно связаны с магматическими и метаморфическими процессами минералообразования и с формированием месторождений полезных ископаемых.

Скарны - это метасоматические породы, сложенные известково-железистыми и магнезиальными силикатами, образовавшиеся в результате реакционного взаимодействия карбонатных и алюмосиликатных пород при участии постмагматических растворов. Различают магнезиальные скарны, развитые по доломиту, и известковые - по известнякам. Минеральные ассоциации их различны.

Минеральные ассоциации скарнов

Тип скарнов	Главные минералы	Второстепенные минералы
магнезиальные	Форстерит , диопсид , кальцит , флогопит , магнетит	Титанит , актинолит , (тремолит), кварц , плагиоклазы , шпинель , людовигит, апатит
известковые	Гроссулярь - андрадит, диопсид - геденбергит, эпидот , магнетит	Плагиоклазы, тремолит , шеелит , молибденит , кобальтин , флюорит , галенит , пирит , халькопирит , сфалерит

Скарны - очень важный генетический тип месторождений металлических полезных ископаемых и слюды - флогопита. Оруденение, как правило, бывает наложенным по отношению к минералам скарнов. Из них идет добыча слюды - флогопита, около 50% вольфрама, около 30% свинца и цинка, значительное количество Mo, Fe, Cu, и других металлов.

Минералы грейзенов:

Главные	Кварц , мусковит , топаз , флюорит
Второстепенные	Касситерит , турмалин , вольфрамит , берилл , шеелит , арсенопирит , молибденит , халькопирит

Грейзены - метасоматическая порода, образовавшаяся в результате переработки постмагматическими газовыми и водными растворами, главным образом [гранитов](#), а также эффузивных и некоторых осадочно-метаморфических пород, богатых кремнеземом и глиноземом. Они возникают в куполовидных выступах гранитных [интрузий](#), вдоль рудных тел. По минеральному составу грейзен - существенно кварц-мусковитовая порода. Газовые и водные растворы, вызывающие грейзенизацию, содержат большое количество летучих компонентов F^- , Cl^- , OH^- , в соединении с которыми происходит транспортировка редких металлов.

2.1.4. Гидротермальный процесс.

Цикл эндогенных процессов минералообразования завершает гидротермальный процесс. Гидротермы - горячие водные растворы, отделяющиеся от магм и образующиеся в результате сжижения газов. Гидротермальные растворы выносят из магматического очага целый ряд соединений металлов. Кроме того, гидротермы могут заимствовать различные вещества из боковых пород, по которым они движутся. Поскольку гидротермы обычно движутся по трещинам, тектоническим нарушениям и зонам контактов, форма большинства гидротермальных минеральных тел жильная.

Главнейшим жильным минералом является кварц.

Гидротермы могут быть высоко- (450-300°C), средне- (300-200°C) и низкотемпературными (ниже 200°C). Как правило, высокотемпературные гидротермальные месторождения располагаются ближе к интрузии, в то время как низкотемпературные являются наиболее удаленными от них.

Гидротермальное происхождение имеют большинство руд цветных (Cu, Pb, Zn), и редких металлов, радиоактивных элементов, золото, а также различные

неметаллические гидротермальные минералы

Ассоциации	Жильные минералы	Рудные минералы
Высокотемпературные	Кварц , берилл , топаз , флюорит	Касситерит , вольфрамит , арсенопирит , пирит , молибденит , пирротин
Среднетемпературные	Кварц, сидерит , барит , флюорит , серицит	Золото , пирит, халькопирит, галенит , сфалерит , блеклые руды
Низкотемпературные	Кварц, кальцит , барит, халцедон , флюорит	Киноварь , антимонит , реальгар , аурипигмент , золото

Контрольные вопросы

- 1. Скарны как образуются и какие они бывают?***
- 2. Грейзены как образуются и какие они бывают?***
- 3. Где образуются гидротермальные месторождения?***

Полезные ископаемые, связанные с интрузивами

- 1. Хромиты** (месторождения на Среднем и северном Урале, где рудные тела залегают в дунитах, а также платформенные интрузивы, например Бушвельдский).
- 2. Самородная платина** (в расслоенных массивах – Бушвельдский, Стиллуотерский, Йоко-Довыренский и др.). Платина приурочена к скоплениям хромита.
- 3. Никель.** Крупные месторождения никеля, который присутствует: а) в феррических минералах в рассеянном виде (высвобождается при выветривании пород, например, месторождения в коре выветривания Южного Урала); б) в виде сульфидов никеля.
- 4. Наиболее характерны для габброидов месторождения титаномагнетита, сульфидов меди и никеля, минералов группы платины.** Месторождения железа и титана представляют собой обособления титаномагнетита в интрузивах габбро, формировавшихся преимущественно в подвижных (геосинклинальных) зонах.
Титаномагнетит наблюдается в виде участков интенсивной вкрапленности: гнезд, полос и жилородных залежей. Ценной примесью в этих рудах является ванадий.
- 5. Сульфидные медно-никелевые руды,** с которыми часто ассоциируют и минералы платины, образуют скопления и жилородные тела среди норитов и габбро в интрузивах лополитового типа, залегающих в платформенных областях..
- 6. В пространственной ассоциации с диоритами встречаются месторождения многих металлов, в том числе золота, меди, свинца, цинка, серебра.**

Применение. Основные интрузивные породы находят применение в строительном деле, например в дорожном строительстве, используются для облицовки зданий и

С гранитоидами генетически связаны многие типы рудных и нерудных полезных ископаемых. Однако полезные ископаемые, связанные с гранитоидами, не являются производными кислых расплавов, как это имеет место в ультраосновных и основных магмах, а связаны с более сложными гидротермальными метасоматическими процессами.

Месторождения, связанные с гранитоидами, обычно локализуются на контактах интрузий с вмещающими породами, в зонах разломов и трещиноватости и связаны с воздействием более поздних гидротермальных растворов различного происхождения.

В грейзенах в ассоциации с аляскитовыми и лейкократовыми гранитами наблюдаются месторождения олова, вольфрама и молибдена.

В скарновых месторождениях содержится молибденит и шеелит.

С нормальными гранитами и гранодиоритами ассоциируют месторождения свинца, цинка, меди, золота и других металлов.

Полезные ископаемые, связанные с эффузивами

1. С базальтами связано оптическое сырье – **исландский шпат** (впервые он был найден в миндалинах базальтов Исландии). В миндалинах встречается пьезокварц, месторождения которого известны в местах развития трапповой формации.
 2. **Самородная медь, сульфиды меди и никеля в ассоциации с платиной.** Месторождения оз. Верхнего (Северная Америка) – самородная медь; траппы Сибири – сульфиды меди и никеля, связанные с некковой фацией; медно-никелевые месторождения Норильского района и др.
 3. **Месторождения сапфира и рубина** (в Австралии, штат Новый Южный Уэльс).
 4. С геосинклинальными базальтами ассоциируют вулканогенно-осадочные **месторождения железа и марганца** (Урал, современные зоны срединно-океанических хребтов).
 5. При метаморфизме углей под воздействием горячей базальтовой магмы траппов формируются **месторождения аморфного графита**.
 7. С андезитами связаны месторождения приуроченные к жерлам древних вулканов или располагаются в непосредственной близости от них. Это месторождения: полиметаллические и золотосеребряные месторождения (Забайкалье, Карпаты, Тихоокеанский пояс андезитов); медно-колчеданные месторождения (Урал, Кавказ и другие регионы); месторождения корунда, андалузита, алунита и серы. Андалузиты являются хорошим строительным материалом, иногда используются как кислотоупорный материал. Андалузит – $Al_2 [SiO_4] O$ используется как ювелирный, так и сырье для глазури фарфора; алунит – $KAl_3 [(OH)_6 / (SO_4)_2]$ – материал для получения квасцов.
- Применение.** Строительный материал и сырье для плавления в петрургии

Туфы риолитового состава, обсидианы и пемзы используются в силикатной и строительной промышленности. Они употребляются как гидравлические добавки к цементу. Пемзы являются также прекрасным абразивным материалом.

Кислые лавы и их пирокластические образования риолитовой формации в ряде регионов подвергаются процессу окварцевания и превращаются во вторичные кварциты, с которыми связаны месторождения алунита, андалузита, пирофиллита, диаспора и корунда, а также месторождения золота, серебра,

Контрольные вопросы

- 1. Полезные ископаемые, связанные с интрузивами.**
- 2. Полезные ископаемые, связанные с эффузивами.**