

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации  
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение  
высшего образования  
«Оренбургский государственный университет»

П.В. Панкратьев, Н.В. Черных, А.П. Швырев

# **ОСНОВЫ ПЕТРОГРАФИИ, ПЕТРОЛОГИИ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД**

Учебное пособие

Рекомендовано ученым советом федерального государственного бюджетного образовательного учреждения высшего образования «Оренбургский государственный университет» для обучающихся по образовательной программе высшего образования по специальности 21.05.02 Прикладная геология

Оренбург  
2020

УДК 552 (0.75.8)

ББК 26.313я73

П 16

Рецензент - доцент, кандидат геолого-минералогических наук

А.П. Бутолин

Панкратьев, П.В.

- П 16 Основы петрографии, петрологии магматических и метаморфических пород [Электронный ресурс] : учебное пособие для обучающихся по образовательной программе высшего образования по специальности 21.05.02 Прикладная геология / П.В. Панкратьев, Н.В. Черных, А.П. Швырев; М-во науки и высш. образования Рос. Федерации, Федер. гос. бюджет. образоват. учреждение высш. образования "Оренбург. гос. ун-т". - Оренбург : ОГУ. - 2020. - 98 с. - Загл. с тит. экрана.
- ISBN 978-5-7410-2452-2

В пособии сформулированы представления о магмах и причинах разнообразия магматических пород; приведена современная классификация плутонических и вулканических образований; систематизированы сведения о типах метаморфизма и метаморфических пород.

В пособии учтены фундаментальные положения и выводы отечественных и зарубежных специалистов, при этом авторы пособия стремились изложить материал в предельно доступной форме для понимания и усвоения сложнейших вопросов генезиса, условий преобразования, магматических и метаморфических горных пород.

Учебное пособие предназначено для обучающихся по специальности 21.05.02 Прикладная геология.

Данное пособие может быть полезно аспирантам и геологам широкого профиля, занимающимся детальным изучением магматических и метаморфических горных пород.

УДК 552 (0.75.8)

ББК 26.313я73

ISBN 978-5-7410-2452-2

© Панкратьев П.В.,  
Черных Н.В.,  
Швырев А.П., 2020  
© ОГУ, 2020

## **Содержание**

Введение.....	4
1 Петрография как наука и учебная дисциплина .....	5
1.1 Происхождение магм. Формирование магматических горных пород .....	6
1.2 Состав и строение магмы .....	8
1.3 Свойства магмы.....	9
2 Важнейшие магматические горные породы.....	11
2.1 Причины разнообразия магматических горных пород .....	11
2.4 Классификация магматических пород по минеральному составу .....	14
2.5 Структуры магматических горных пород .....	16
2.6 Текстуры магматических пород .....	19
2.6 Породы ультраосновного состава .....	23
2.7 Породы основного состава.....	32
2.8 Породы среднего состава .....	39
2.9 Породы кислого состава .....	49
3 Метаморфизм.....	55
3.1 Факторы метаморфизма горных пород.....	56
3.2 Формы залегания эффузивных и интрузивных пород .....	58
3.3 Типы метаморфизма .....	61
3.4 Минеральный состав метаморфических горных пород.....	63
3.5 Основные метаморфические породы .....	65
3.6 Текстуры метаморфических пород .....	78
3.7 Структуры метаморфических пород .....	82
Список использованных источников .....	87
Приложение А .....	89

## **Введение**

Петрография – это наука, которая изучает горные породы, их минеральный и химический состава, строение и условия залегания.

Петрология – это геологическая наука, всесторонне изучающая горные породы. Горные породы представляют собой самостоятельные геологические тела, сложенные минеральными агрегатами определенного химического состава и структурно-текстурных особенностей. Следовательно, для полной характеристики горной породы необходимо изучить ее вещественный и минеральный состав текстуру, структуру

Формы залегания горных пород и их вещественный состав обусловлены геологическими процессами, в результате которых они образуются. Эндогенные процессы, т.е. процессы, связанные, с внутренними силами Земли, приводят к образованию магматических пород, которые могут формироваться как в глубинах Земли, так и на ее поверхности.

Магматические породы, образовавшиеся в глубинах Земли, называются глубинными или интрузивными: разновидности, сформировавшиеся на земной поверхности или на дне водных бассейнов, выделяют под названием вулканических или вулканиты.

Особое внимание уделено классификации магматических и метаморфических пород, рассмотрены состав и условия образования пород, закономерности кристаллизации минералов из магматического расплава, типы метаморфизма, формы залегания.

Для внеаудиторной и самостоятельной работы студентов предлагаются следующие интернет ресурсы общего доступа:

Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. - Режим доступа: <http://www.vsegei.ru/ru/info/sprav/petro/polovinkina.pdf>

В разделе «о минералах»: свойства, типы, формы.- Режим доступа:

<http://mineralshop.ucoz.ru/publ/petrografija/2>

Атлас магматических пород.- Режим доступа:

<http://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-atlas-osnovnyh-tipov-magmaticeskikh-porod.pdf>.

Оптика минералов в шлифах.- Режим доступа:

<http://www.toybytoy.com/collection/Pictures-of-thin-sections-of-minerals-and-rocks-De-Agostini>

## 1 Петрография как наука и учебная дисциплина

Горная порода представляет собой естественный минеральный агрегат определенного состава, структуры, текстуры и происхождения. Горные породы могут состоять из минералов, обломков горных пород, окаменелой фауны, вулканического стекла, пирокластического материала.

Все горные породы делятся на две основные группы: эндогенные (собственно магматические, метаморфические, метасоматические породы) и экзогенные. Предметом изучения петрографии служат, прежде всего, магматические и метаморфические горные породы.

Под **магматическими горными породами** понимаются естественные ассоциации минералов, либо минералов и вулканического стекла, либо одного вулканического стекла, образовавшиеся в результате кристаллизации магматических расплавов.

В зависимости от условий, в которых происходит кристаллизация расплава, различают интрузивные, или плутонические (затвердевание происходит на глубине),

и эффузивные, или вулканогенные (кристаллизация расплава происходит на поверхности земли), горные породы.

В свою очередь интрузивные горные породы, в зависимости от глубины кристаллизации, подразделяются на две группы:

- 1) абиссальные, или глубинные, горные породы, образующиеся на значительной глубине;
- 2) гипабиссальные, или полуглубинные, образующиеся на незначительной глубине (2–3 км).

**Метаморфическими горными породами** называются породы, которые сформировались в результате перекристаллизации исходных осадочных или магматических горных пород. Главными факторами метаморфизма являются температура, давление и химически активные растворы.

## 1.1 Происхождение магм. Формирование магматических горных пород

Мagma – расплавленная огненно жидкая масса, возникающая в земной коре или верхней мантии и дающая при остывании магм горные породы. Мagma может обладать различным составом. Источниками тепла являются:

- 1) тепловые конвекционные потоки, обусловленные гравитационным расщеплением вещества Земли;
- 2) энергия распада радиоактивных элементов;
- 3) энергия различных химических и структурных превращений вещества Земли;
- 4) энергия тектонических процессов.

Магмы, возникающие в различных слоях земной коры или верхней мантии (рисунок 1.1) в результате плавления твердого субстрата под действием различных геологических процессов, называются **первичными** или родоначальными. Магмы, возникающие в результате изменения химического состава родоначальных магм под

действием различных физико-химических процессов и взаимодействия с другими магмами или вмещающими породами, называются **вторичными**.

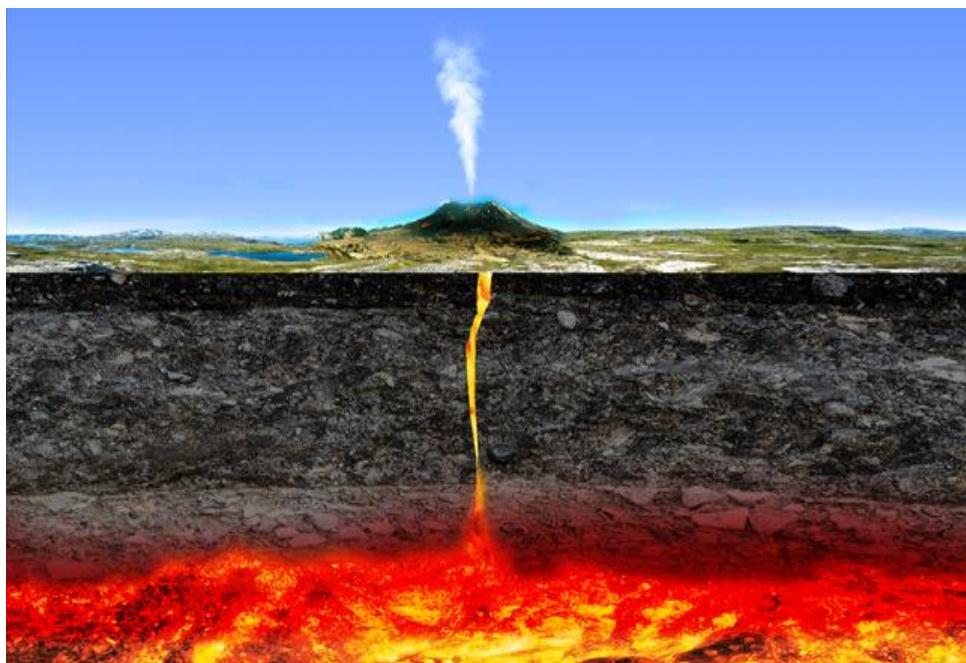


Рисунок 1.1 - Рождение магматических расплавов

Видимо, можно допускать существование четырех типов родоначальных магм, это магмы ультраосновного, основного, среднего и кислого составов.

Согласно выдвигаемой гипотезе о существовании четырех родоначальных магм предлагаются следующие механизмы их образования:

1) первичная ультраосновная магма является продуктом непосредственного плавления вещества верхней мантии;

2) основная, т.е. базальтовая магма может возникнуть на глубине, в пределах базальтового слоя в результате плавления пород основного состава, а также на глубине от 100 до 400 км в пределах верхней мантии в результате селективного выплавления базальтовой магмы из образований ультраосновного состава;

3) средняя, т.е. андезитовая магма является продуктом непосредственного плавления пород диоритового слоя в результате местного повышения температуры, а также возникает при селективном плавлении образований верхней мантии при

отсутствии воды. Согласно теории глобальной тектоники, которая объясняет пододвигания океанической коры под континентальную в результате расширения базальтового слоя, андезитовая магма может возникнуть также при трении пород гранитного и базальтового слоев, смешивании их и плавлении. Этим, видимо, объясняется широкое развитие андезитового магматизма вдоль западного и восточного берегов Тихого океана;

4) родоначальная гранитная магма возникает в пределах гранитного слоя земной коры в основании складчатых сооружений на глубинах 10-30 км в результате местного повышения температуры и поступления глубинных растворов.

## 1.2 Состав и строение магмы

Магму ранее представляли как гомогенную (однородную) силикатную систему. По современным данным магма представляет собой сложную гетерогенную (неоднородную) многокомпонентную систему, состоящую из Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, O<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>, S, Cl, F, В и других элементов.

Исследования Л.Н.Овчинникова (1959) показывают, что магма содержит типичные катионы - Na, K, Ca, Mg, Fe и другие, анионами служат главным образом кремнекислородные тетраэдры [SiO<sub>4</sub>], [Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>], [SiO<sub>3</sub>], [Si<sub>4</sub>O<sub>11</sub>], образующие аналогичную кристаллическим силикатам, но более неправильную связь. Наличие Ti, Al и некоторых других элементов приводит к образованию более сложных комплексных анионов - [(Si,Al)O<sub>4</sub>], [AlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>], [AlSiO<sub>4</sub>].

Все они служат основой **субтаксических групп**. Кроме того, магматический расплав содержит сульфиды и соединения типа FeO<sub>4</sub>, обладающие металлическими связями, атомы растворенных металлов и молекулы растворенных газов. Таким образом, магма представляет микрогетерогенную (ионно-электронную) жидкость, состоящую из катионов металлов и кремнекислородных анионов, растворенных в ней газов и рассеянных мельчайших капель электронной жидкости.

### **1.3 Свойства магмы**

Важным свойством магмы является ее способность к переохлаждению. Это свойство магмы заключается в переходе ее при резком охлаждении в твердое стекловатое состояние, минуя процесс кристаллизации. Такое явление наблюдается, когда магма выходит на земную поверхность в виде лавы.

Вторым важным свойством магмы является вязкость, от которой зависит развитие интрузивных и эфузивных пород.

Следующее свойство магмы - это ее электропроводность. Все магматические расплавы проводят электрический ток, что определяется особенностями их ионного строения. В магме ионы находятся в состоянии диффузии, что определяется различной подвижностью компонентов. Наиболее подвижными являются - K, Na, Ca, Mg и наименее подвижными - Si, Al. Диффузационная подвижность ионов способствует разделению магмы на ряд расплавов.

Родоначальная магма, возникающая в пределах земной коры или верхней мантии, будучи менее плотной и менее вязкой, чем твердая окружающая среда, более подвижная. Способность к передвижению зависит от состава, массы, вязкости и температуры магмы, а также от тектонических обстановок. Магма продвигается до тех пор, пока ее кинетическая энергия достаточна для преодоления сопротивления и давления окружающих пород. Но как только эта энергия станет равной или меньшей сопротивления среды, магма останавливается и, остывая, превращается в породу. Если энергия магмы достаточно велика и благоприятны тектонические обстановки, то она достигает земной поверхности и производит вулканические извержения.

Порядок кристаллизации и взаимоотношение главных породообразующих минералов согласно представлению американского петролога Н. Боуэна можно изобразить в виде схемы (рисунок 1.2):



Рисунок 1.2 - Ряды Боуэна

Ряд, указывает на последовательность застывания базальтовой магмы и фракционной кристаллизации в пределах магматической камеры. Выделяется две реакционные серии: а) прерывистая, состоящая из темноцветных минералов: оливин → пироксен → амфиболы → биотиты;

б) непрерывная, состоящая из полевого шпата и кварца: кальциевые плагиоклазы → кальциево-щелочные плагиоклазы → щелочно-кальциевые плагиоклазы → щелочные плагиоклазы → калиевый полевой шпат → мусковит → кварц.

В этих сериях происходит реакция между выделившимися минералами расплавом, в результате изменения которого образуется последующий минеральной серии. На процесс формирования ряда кристаллизации влияют тектонические движения, дегазация магмы, взаимодействие между кристаллами и расплавом и пр.

## **2 Важнейшие магматические горные породы**

### **2.1 Причины разнообразия магматических горных пород**

В настоящее время насчитывается более 1600 разновидностей магматических горных пород. Изучение состава, структуры, текстуры, условий залегания магматических пород, их ассоциации, взаимоотношений, а также экспериментальные исследования показывают, что есть ряд причин и природных физико-химических процессов, которые обуславливают образования разнообразных магматических горных пород. К таким причинам относятся:

1) **Состав родоначальных магм**, как указывалось в предыдущей главе, родоначальные магмы по составу бывают четырех типов: ультраосновные, основные, средние и кислые. Затвердевание этих четырех типов магм приводит к образованию четырех различных по составу пород.

2) **Условия затвердевания магм** из одной и той же магмы при различных условиях затвердевания образуются различные по структуре, текстуре и минеральному составу породы. Например, из основной магмы на большой глубине формируются крупнозернистое габбро, в близповерхностных условиях - габбропорфирит, микрогаббро или долерит, а при излиянии магмы на поверхность земли формируется базальт. Они друг от друга отличаются по структуре, но часто бывает, что они отличаются также и по минеральному составу. В зависимости от скорости кристаллизации и остывания, от скорости реакции кристаллов и жидкой фазы, из одной и той же магмы могут образоваться породы различного минерального состава. Например, на глубине из габбровой магмы могут образоваться и норит и троктолит.

3) **Дифференциация** - это процесс разделения (фракционирования) однородного расплава на различные по химическому составу обособления, из которых образуются горные породы разного минерального состава. Дифференциация может происходить до появления кристаллов в магме, т.е. до

начала кристаллизации, и в ходе кристаллизации магмы. Поэтому выделяются магматическая и кристаллизационная дифференциация.

4) **Ассимиляция** - это процесс полной переработки вмещающих пород внедрившейся магмой, т.е. это процесс переплавления и растворения магмой боковых пород. В результате этого процесса в зависимости от состава внедрившейся магмы и вмещающих пород может образоваться магма иного состава.

## 2.2 Геолого-генетическая классификация

В основе геолого-генетической классификации магматических пород лежит понятие о классах, отражающих основные геологические особенности среды, в которой происходит формирование магматических пород. Главными факторами, определяющими класс, являются глубина образования породы, и затем размеры и форма остывающих магматических масс.

В зависимости от условий образования выделяют два основных класса магматических пород – **интрузивные** (плутонические) и **эфузивные** (вулканические). В составе интрузивных пород в зависимости от глубины образования различают глубинные (абиссальные) и жильные (гипабиссальные) породы. Каждая из выделенных групп отличается признаками, отражающими условия их формирования. К таким признакам относятся форма магматических тел и их взаимоотношения с вмещающими породами, а также структурно-текстурные особенности пород. Однако следует иметь в виду, что иногда породы, имеющие однотипную структуру, могут кристаллизоваться в геологически различных условиях.

## 2.3 Классификация магматических пород по химическому составу

Химический состав магматических пород является основой ряда классификаций, подробному рассмотрению которых посвящен специальный раздел петрографии – петрохимия.

Химическая классификация магматических пород основана на количественном содержании в их составе, прежде всего кремнезема (рисунок 2.1). В соответствии с этим породы подразделяются на:

- 1) ультраосновные менее – 45 % SiO<sub>2</sub>;
- 2) основные – от 45 % до 52 % SiO<sub>2</sub>;
- 3) средние – 52–65 % SiO<sub>2</sub>;
- 4) кислые – 65–75 % SiO<sub>2</sub>.

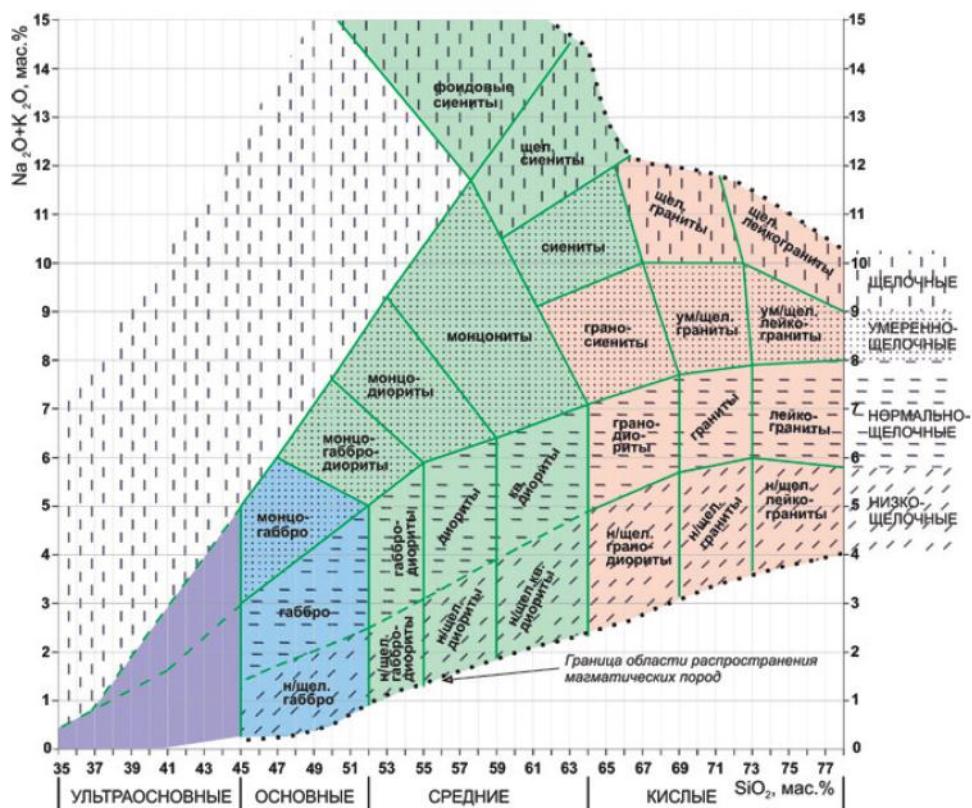


Рисунок 2.1 – Диаграмма суммы щелочей – кремнезем для химической классификации горных пород ультраосновного, основного, среднего и кислого составов (Strekeisen et al., 2011)

В отдельную группу выделяются щелочные породы, характеризующиеся значительным содержанием щелочей (до 20 %) и меньшим по сравнению с кислыми породами количеством SiO<sub>2</sub> (около 40–55 %).

Разделение магматических пород по кремнекислотности и общей щелочности позволяет выделять **семейства** пород, характеризующиеся указанными в таблицах последующих разделов пределами колебаний этих параметров и соответственно определенными соотношениями главных пордообразующих минералов. Дальнейшее деление семейств на виды и разновидности пород производится на основе таких классификационных критериев, как количественно-минеральный состав, структурные особенности и др.

## 2.4 Классификация магматических пород по минеральному составу

Классификация по минеральному составу удобна, так как минеральный состав всех хорошо раскристаллизованных пород легко и надежно может быть определено под микроскопом. Затруднение вызывают плохо раскристаллизованные породы, минеральный состав которых трудно определить, а количественная оценка минералов, слагающих породу, может быть произведена только приблизительно.

Важнейшими классификационными минералами являются полевые шпаты. Это наиболее распространенные минералы, присутствующие в большинстве магматитов. Очень важны для классификации количественное соотношения плагиоклазов и калиево-натриевых полевых шпатов (ортоклаза, микроклина, санидина). Породы различного химического типа характеризуются наличием плагиоклазов более или менее определенного состава.

Вторым по распространенности и классификационному значению является кварц. Далее следует железо-магнезиальные силикаты (оливин, пироксены, роговая обманка, биотит), имеющие важное значение, особенно при определении видового названия породы, и, наконец, фельдшпатоиды (нефелин, лейцит), типичные для немногочисленной, но весьма специфической группы щелочных пород.

По содержанию перечисленных минералов А.Н. Заварицкий разделил все магматические породы на семь групп, в каждую из которых входят близкие по химическому и минеральному составу интрузивные, эфузивные и жильные породы. Название каждой группы составлено из названия наиболее распространенной интрузивной породы и ее эфузивного аналога:

- 1) группа перidotитов – пикритов, по содержанию кремнезема породы ультраосновного состава.
- 2) группа габбро – базальтов, соответствующая основным породам (базитам);
- 3) группа диоритов – андезитов, породы среднего состава;
- 4) группа гранитов – риолитов и гранодиоритов – дацитов, породы кислого состава;
- 5) группа сиенитов – трахитов, соответствующая средним и умереннощелочным породам;
- 6) группа нефелиновых сиенитов – фонолитов, соответствующая средним и основным высокощелочным породам;
- 7) группа щелочных габброидов – базальтоидов, соответствующая основным и ультраосновным щелочным породам.

Породы с содержанием цветных минералов выше нормы принято называть **меланократовыми**, с содержанием цветных минералов ниже нормы – **лейкократовыми**. Так, гранит, в котором количество цветных минералов достигает 25% называется меланократовым гранитом, тогда как габбро, содержащее 30 и 35% цветных минералов, называется лейкократовым габбро. Породы с нормальным содержанием цветных минералов носят название мезократовых.

**Особенности классификации эфузивных пород.** Выделение эфузивных пород в качестве аналогов соответствующих интрузивных представителей в известной мере условно. Фациальная обстановка формирования вулканитов отражается не только на их структуре, но и на химическом и особенно минеральном составе. Лава, из которой образуются эфузивные породы, в отличие от глубинной магмы лишена летучих компонентов.

## **2.5 Структуры магматических горных пород**

Структура — совокупность признаков горной породы, обусловленная степенью кристалличности, размерами и формой кристаллов, способом их сочетания между собой и со стеклом, а также внешними особенностями отдельных минеральных зёрен и их агрегатов.

Структуру принято выделять по следующим признакам:

1. По степени кристалличности (по количественному соотношению кристаллов и стекла):

- а) полнокристаллические (для интрузивных пород)
- б) неполнокристаллические (для эфузивных пород)
- в) стекловатые (для эфузивных пород)

2. По абсолютному размеру зерен (в мм) (рисунок 2.2):

- а) тонкозернистая (до 1 мм);
- б) мелкозернистая (1-3 мм);
- в) среднезернистая (более 3 мм);
- г) крупнозернистая (5-7 мм);
- д) гигантозернистая (более 7 мм).

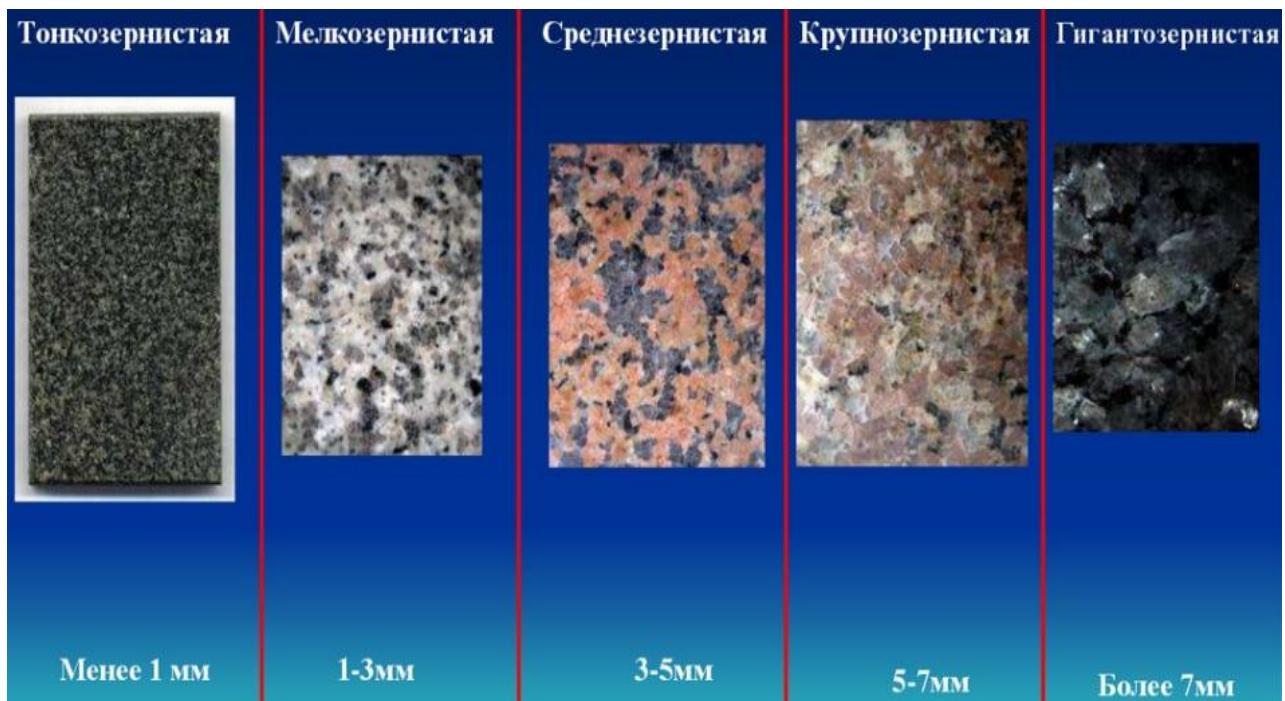


Рисунок 2.2 – Абсолютный размер зерен магматических пород

3. По относительному размеру зерен:

- а) равномернозернистые
- б) неравномернозернистые

Среди последних выделяются: порфировые структуры (только для эфузивных пород) и порфировидные (для интрузивных пород).

Порфировидная структура отличается присутствием вкрапленников, на фоне раскристаллизованной основной массы (рисунок 2.3). Вкрапленники несколько крупнее остальных зерен, разрыва в кристаллизации нет.



Рисунок 2.3 – Порфировидная структура

Миндалекаменная, характеризующаяся наличием в породе миндалин (рисунок 2.4). Эта структура свойственна излившимся породам, которые имели значительную первичную пористость. Сохранились в них лишь мелкие поры, которые можно увидеть через лупу, а крупные поры выполнены вторичными минералами (кварц, кальцит и др.).



Рисунок 2.4 – Миндалекаменная структура

Порфировая - среди тонкозернистой массы заметно выделяются крупные зерна каких-либо кристаллов. Крупные зерна называются вкрапленниками, а тонкозернистая или плотная часть породы - основной массой (рисунок 2.5). У немногих порфировых пород зерна основной массы достигают размера 1 мм, обычно основная масса настолько тонкозернистая, что в ней нельзя распознать отдельные минералы.



Рисунок 2.5 – Порфировая структура

Для пород с порфировой структурой характерны одинаковая форма вкрапленников и одинаковое их размещение. Минерал, образующий вкрапленники, имеет примерно одни и те же кристаллические формы. Вкрапленники никогда не имеют закругленных форм.

## 2.6 Текстуры магматических пород

Текстурные особенности пород, в противоположность структурным, в меньшей степени обусловлены химическим составом расплава. Они отражают в первую очередь геологические условия образования пород — движение расплава

при кристаллизации, неравномерное осаждение или всплыивание кристаллов, удаление газовой фазы при остывании расплава и др.

Текстурные особенности горных пород выражаются в характере распределения минеральных зерен в пространстве, а также в их пространственной ориентировке. В соответствии с этим текстуры разделяются в зависимости от ориентировки составных частей породы в пространстве или по характеру заполнения массой породы пространства. В ряде случаев не всегда можно провести четкую границу между структурой и текстурой. Например, преобладание в породе параллельно ориентированных призматических или таблитчатых кристаллов является и структурным (форма зерен), и текстурным (расположение этих зерен) признаком.

Ряд текстур выделяется в зависимости от ориентировки и распределения составных частей в пространстве.

1) Массивная (однородная) текстура отличается равномерным распределением всех минералов и их агрегатов в объеме породы и отсутствием преобладающей ориентировки каких-либо кристаллов.

2) Такситовые (неоднородные) текстуры характеризуются наличием в породах участков, различающихся по минеральному составу и (или) структуре (соответственно конституционные, структурные или структурно-конституционные такситовые текстуры). Если такие участки расположены правильно чередующимися полосами, то текстура называется эвтакситовой, если же беспорядочно — атакситовой (рисунок 2.6).



Рисунок 2.6 – Такситовая текстура

Кроме того, выделяют следующие неоднородные текстуры: шлировую (наличие скоплений определенных минералов); шаровую, подушечную, матрацевидную (наличие шаров или эллипсоидных тел); сферическую (наличие концентрически зональных слоев в шарах); брекчиевую (наличие обломков горных пород или минеральных зерен, погруженных в цементирующую массу).

3) Директивные текстуры характеризуются плоскостной или линейной ориентировкой тех или иных минеральных зерен. Эти текстуры отчетливы в породах, содержащих минералы игольчатой (например, роговую обманку), листоватой (слюды) или таблитчатой (полевые шпаты) формы. Различают директивные текстуры: линейные (линейная ориентировка темноцветных минералов призматической или столбчатой формы, шлиров или ксенолитов); трахитоидные (линейная ориентировка таблитчатых кристаллов полевых шпатов); гнейсовидные (субпараллельное расположение главным образом темноцветных минералов вполнокристаллических интрузивных породах); директивно-полосчатые (наличие полос разного состава и разной мощности); флюидалные (направленные текстуры в неполнокристаллических породах, возникшие вследствие течения расплава);

псевдофлюидальные, возникающие при деформации спекшихся частиц стекла в спекшихся туфах и игнимбритах.

По характеру заполнения массой породы пространства выделяют плотную (компактную) и пористые текстуры (рисунок 2.7).



Рисунок 2.7 – Пористая текстура

Последние характерны преимущественно для вулканических пород, и их признаком является обилие пор и небольших пустот, не заполненных вторичными минералами. В числе разновидностей поровых текстур выделяют пузыристую (многочисленные поры размером более 2 мм в диаметре), шлаковую (пустоты расположены беспорядочно и составляют более половины объема породы), пемзовую (объем пустот превышает объем стекловатого материала пород преимущественно кислого состава).

При заполнении пустот в породах выделяют текстуры миндалекаменную (рисунок 2.8), или амигдалоидную (наличие пор от газов в вулканогенных породах круглой или овальной формы, выполненных вторичными минералами) и миаролитовую (наличие пустот или полостей в глубинных породах, выполненных продуктами кристаллизации остаточных расплавов или вторичными минералами).

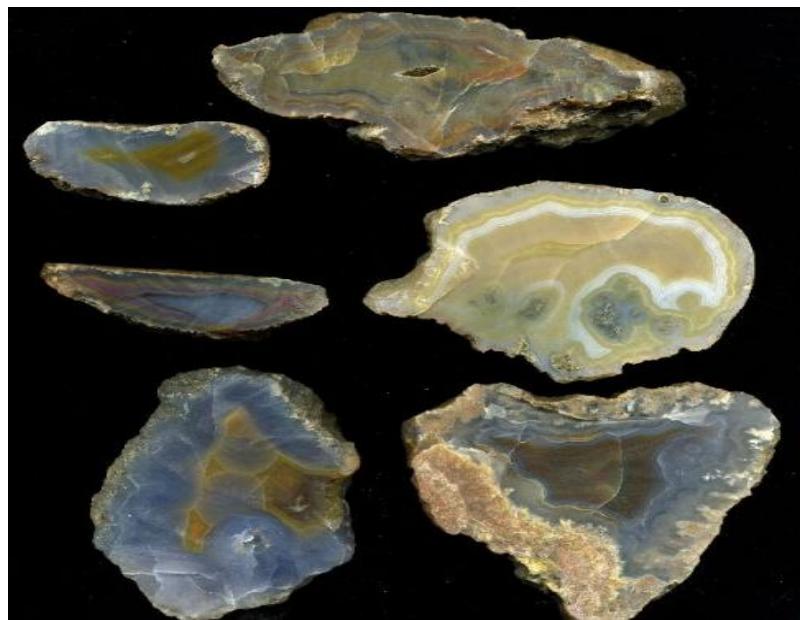


Рисунок 2.8 - Миндалекаменная текстура

## 2.6 Породы ультраосновного состава

Магматические горные породы ультраосновного состава характеризуются отсутствием кварца и полевого шпата. Содержат около 40–45 %  $\text{SiO}_2$ . Богаты окислами железа и магния при полном отсутствии глинозема и щелочей. Все ультраосновные породы тяжелые, удельный вес около 3,0–3,4 г/см<sup>3</sup>.

Главными минералами в составе ультраосновных пород являются оливин, моноклинный и ромбический пироксены, сочетание которых определяет виды и семейства ультрамафитов. Роговая обманка и биотит присутствуют реже и лишь в некоторых разновидностях пород они приобретают значение главных минералов. В некоторых разновидностях велика роль оливинита, апатита и др.

Визуально ультраосновные породы окрашены в темные цвета: зеленовато-серые до черных. Наиболее светлой окраской обладают чисто оливиновые породы, имеющие бутылочно-зеленый цвет. При вторичном изменении (серпентинизации) оливин содержащие породы приобретают более темную зеленовато-черную окраску.

Ультраосновные породы преимущественно глубинные и представлены перidotитами, дунитами, пироксенитами и горнблендитами.

Перидотиты, дуниты и пироксениты имеют интрузивное залегание и встречаются в виде штоков, образуя небольшие массивы. Излившиеся аналоги образуются редко. К ним относятся пикриты и пикритовые порфиры.

По сравнению с другими магматическими породами ультраосновные имеют небольшое распространение, но очень важное промышленное значение. К ним приурочены все крупнейшие месторождения хрома (Кемпирсайский ультраосновный массив в Актюбинской области). С ультраосновными горными породами генетически связаны платина и металлы платиновой группы – иридий, осмий, палладий, родий, обособляющиеся в магме в виде шлировых выделений. С перидотитами связаны сульфидные руды никеля и меди.

Продуктами гидротермальной переработки ультраосновных пород являются важные в промышленном отношении месторождения асбеста, талька и магнезита. Крупнейшие месторождения асбеста на Урале (Баженовское), в Восточном Саяне (Ильчирское), на Северном Кавказе (Лабинское), месторождения талькового камня и магнезита (район Халилово на Южном Урале) генетически связаны с ультраосновными горными породами и залегают в серпентинитах.

Классификационное положение пород ультраосновного состава выражена на диаграмме (рисунок 2.9)

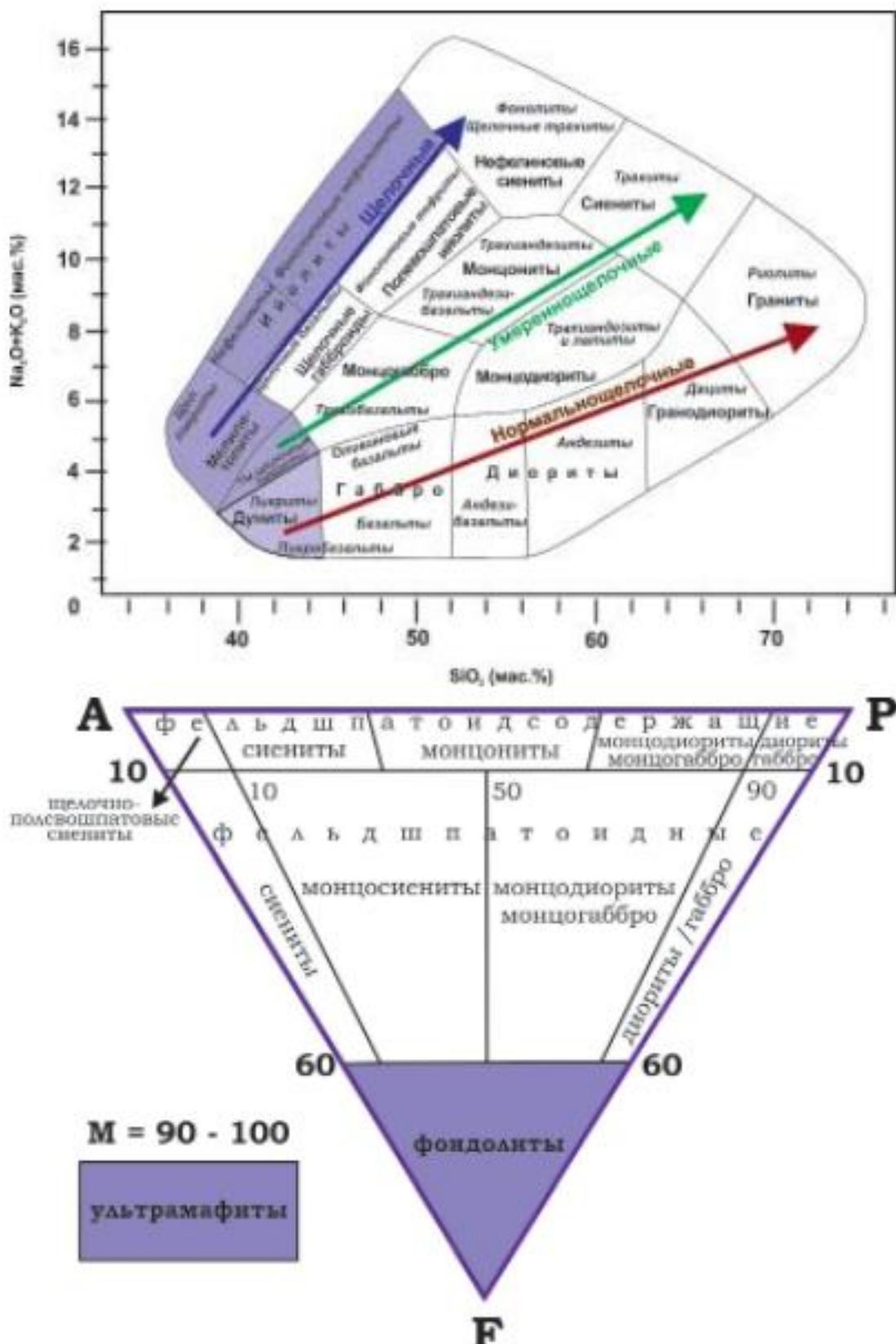


Рисунок 2.9 - Классификационное положение пород ультраосновного состава на диаграмме TAS (вверху) и диаграмме QAPF (внизу) (по Streckeisen, 1976)

## Дунит

Минеральный состав: более чем на 90 % состоит из оливина с примесью хромита, в незначительном количестве в дунитах могут присутствовать клинопироксен, ортопироксен (рисунок 2.10).

Облик: в свежем виде дунит представляет собой светлую зеленовато-серую, желтовато-зеленую зернистую породу. В неизмененном виде дуниты встречаются редко. Обыкновенно они более или менее серпентинизированы и часто целиком превращены в серпентиниты - змеевики.



Рисунок 2.10 – Дунит

Структура: петельчатая.

Текстура: массивная.

Залегание: дуниты часто встречаются в нижних горизонтах расслоенных основных интрузий. Они образуются на первых этапах дифференциации магмы, когда из расплава кристаллизуется только оливин и иногда хромит. Минералы оседают на дно магматической камеры, формируя почти мономинеральную породу.

Распространение: дуниты распространены в дунит-гарцбургитовых и дунит-клинопиро-ксенитгаббровых комплексах складчатых областях, на платформах — в расслоенных интрузиях и кольцевых щёлочно-ультраосновных комплексах.

Практическое значение: с дунитами связаны крупнейшие месторождения хромовых руд и платиноидов (дуниты непосредственно вмещают рудные тела).

### **Перидотит**

Химический состав: состоит главным образом из оливина (70–30 %) и пироксенов (30–70 %), иногда с роговой обманкой. В виде второстепенных минералов встречаются: магнетит, ильменит, пирротин, хромит, шпинель, гранат и другие (рисунок 2.11).



Рисунок 2.11 - Перидотит

Разновидности (рисунок 2.12):

- 1) гарцбургит (оливин – 40–90 %, ортопироксены – 10–60 %, клинопироксены до 10 %);
- 2) лерцолит (оливин – 40–90 %, ортопироксены – 10–50 %, клинопироксены – 10–50 %);
- 3) верлит (оливин – 40–90 %, клинопироксены – 10–60 %, ортопироксены до 10 %).

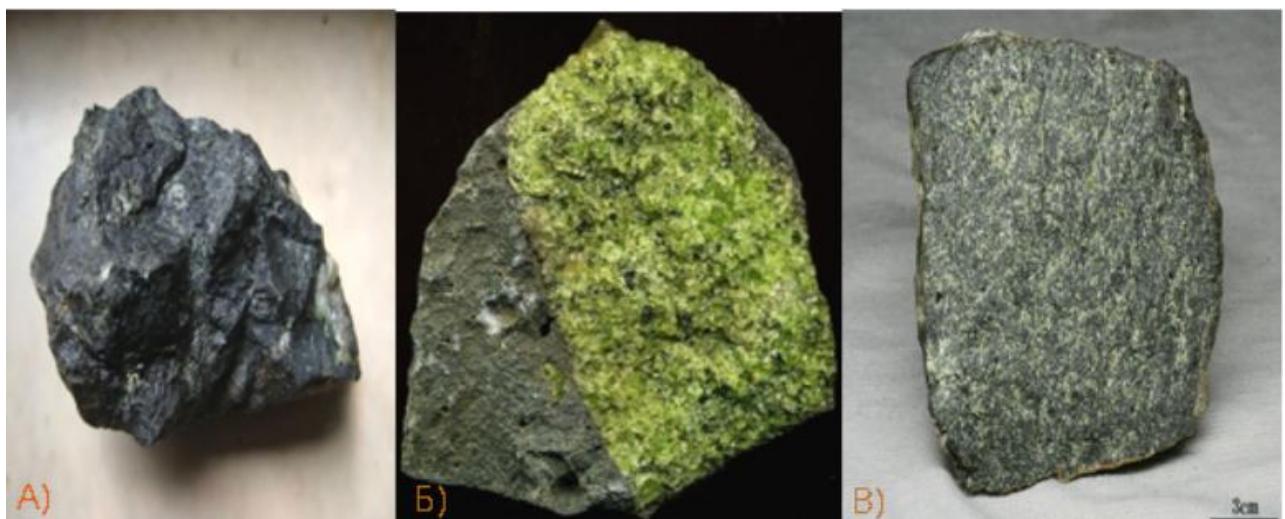


Рисунок 2.12 – Гарцбургит (а), лерцолит (б), верлит (в)

**Облик:** макроскопически порода черная, иногда с зеленоватым оттенком, обычно среднезернистая.

**Структура:** от мелко - до крупнозернистой, равномерно - зернистая, иногда порфировидная. Под микроскопом – гипидиоморфнозернистая, иногда пойкилитовая.

**Текстура:** массивная, нередко шлировая или полосчатая, вследствие обособления зерен разного размера.

**Залегание:** в крупных расслоенных plutонах с габброидами, пироксенитами идунитами. Лерцолиты и гарцбургиты преобладают в верхней мантии (самые распространенные в природе ультрамафиты). Обломки мантийных перидотитов встречаются в лавах и в трубках взрыва.

**Распространение:** гарцбургиты являются типичными породами в составе альпинотипной дунит - перидотитовой формации геосинклинальной стадии развития складчатых областей. Верлиты – типичные компоненты дунит-клинопироксенит-габбровой формации. Лерцолиты характерны для расслоенных plutоновперидотит- пироксенит-норитовой формации. Кипр, Италия, Швейцария, Россия, США, Канада, Куба, Новая Кaledония, Южная Африка.

**Практическое значение:** перидотит в ассоциации с другими ультраосновными и основными породами образуют протяженные пояса и зоны, к которым

приурочены месторождения хромита, платиновых и силикатных никелевых руд, хризотил-асбеста, талька и др. полезных ископаемых.

### **Пироксенит**

Минеральный состав: пироксениты состоят главным образом из ромбического или моноклинного пироксена, или они присутствуют одновременно. В виде второстепенных минералов оливин, биотит, роговая обманка, плагиоклаз. Аксессорные минералы представлены магнетитом и ильменитом, редко встречается хромит (рисунок 2.13).



Рисунок 2.13 - Пироксенит

Облик: макроскопические породы черного цвета, в измененных разностях с зеленоватым оттенком.

Структура: полноクリсталлическая, равномерно кристаллическая, средне- и крупнозернистая.

Текстура: массивная, часто афанитовая (плотная), иногда порфировидная.

Залегание: интрузивные тела (массивы) сравнительно небольшой площади, линзообразные и изометричные, обычно с крутым наклоном контактов, приуроченные к глубоким разломам в земной коре.

Распространение: Урал, Кавказ, Казахстан, Украина, Ср. Азия, Тува, Саяны, Прибайкалье и др.

Практическое значение: пироксениты входят в состав гипербазитов, формирующих пояса и зоны значительной протяжённости. Часто пироксениты сопровождаются щелочными породами и карбонатитами, к которым приурочен ряд полезных ископаемых (апатит, редкие земли и т.д.). Иногда представляют собой титансодержащую железную руду.

### **Кимберлит**

Минеральный состав: брекчиевидная порода, которая состоит из обломков дунитов, перidotитов и вмещающих пород. Главными пордообразующими минералами являются оливин и пироксен, второстепенными – пироп, флогопит (рисунок 2.14).

Облик: порода темно-серого, зеленовато серого или голубовато-серого цвета.



Рисунок 2.14 - Кимберлит

Структура: неравномернозернистая.

Текстура: флюидальная.

Залегание: кимберлиты представляют трубчатые тела с диаметром от десятков метров до одного км. Эти трубчатые тела прослеживаются на значительную глубину, где они сливаются с дайкообразными телами ультраосновных пород.

Распространение: кимберлиты известны в Якутии, Центральной и Южной Африке.

Практическое значение: кимберлиты в поверхностных условиях быстро разрушаются и превращаются в голубую или синюю глину. Эта глина является поисковым признаком алмазных месторождений.

### **Пикрит**

Минеральный состав: основная масса состоит из микролитов клинопироксенов, титаномагнетита, разложенного вулканического стекла. Вкрапленники представлены оливином и/или клинопироксеном (рисунок 2.15).

Облик: выветрелая поверхность пород темно-бурого цвета, в свежем изломе – темно-зеленая, почти черная окраска. На этом фоне выделяются зеленоватые, зеленовато-бурые вкрапленники оливина, пироксена. Поверхность неровная, шероховатая.



Рисунок 2.15 - Пикрит

Структура: порфировая с микролитоподобной основной массой.

Текстура: массивная может быть флюидальной.

Залегание: лавовые потоки мощностью до нескольких десятков метров, дайки и силлы.

Распространение: пикриты развиты во многих регионах мира, слагая ультрамафитовые или мафит-ультрамафитовые комплексы Урала, Аляски.

Практическое значение: иногда содержат медно-никелевую сульфидную минерализацию.

## 2.7 Породы основного состава

Породы этой группы среди магматических пород занимают ведущее положение. Они примерно составляют 1/3 всех магматических пород.

Магматические горные породы основного состава содержат около 45–52 %  $\text{SiO}_2$ . Цветных минералов в среднем около 45–50 %, поэтому основные породы темно-зеленого, иногда почти черного цвета. Все основные породы тяжелые, удельный вес их 2,6–3,27 г/см<sup>3</sup>. Главными пордообразующими минералами

являются основной плагиоклаз и пироксен, реже оливин, роговая обманка и биотит. Глубинные основные породы представлены габбро, норитами и лабрадоритами. К излившимся основным породам относятся базальт и диабаз.

По геологическому положению и условиям образования plutонические породы основного отряда делятся на две группы.

В первую группу входят габброидные массивы, формировавшиеся в подвижных (геосинклинальных) областях, тесно связаны пространственно и генетически с массивами ультраосновных пород с образованием габбро-пироксенит-дунитовой формации. Наиболее значительное развитие подобных формаций отмечается на Урале. Известны интрузии основного состава и в Закавказье, Центральном Казахстане, восточных областях России.

Вторая группа массивов габброидов формировалась в платформенных условиях и генетически связана с основными вулканогенными породами, развитыми на платформах (интрузивы Кольского полуострова, Украины, Сибири).

Как и в ультраосновных породах, в массивах габброидов содержатся концентрации полезных ископаемых, сформировавшихся в процессе кристаллизации магмы или непосредственно за ней. Наиболее характерны месторождения титаномагнетита, сульфидов меди и никеля, минералов группы платиноидов. С базальтами связаны проявления исландского шпата, в миндалинах встречается пьезокварц. С траппами Сибири (с некковой фацией) связаны месторождения меди, никеля и платины. Базальты с хорошо выраженной столбчатой отдельностью являются прекрасным строительным и облицовочным материалом.

Классификационное положение пород основного состава на диаграмме (рисунок 2.16)

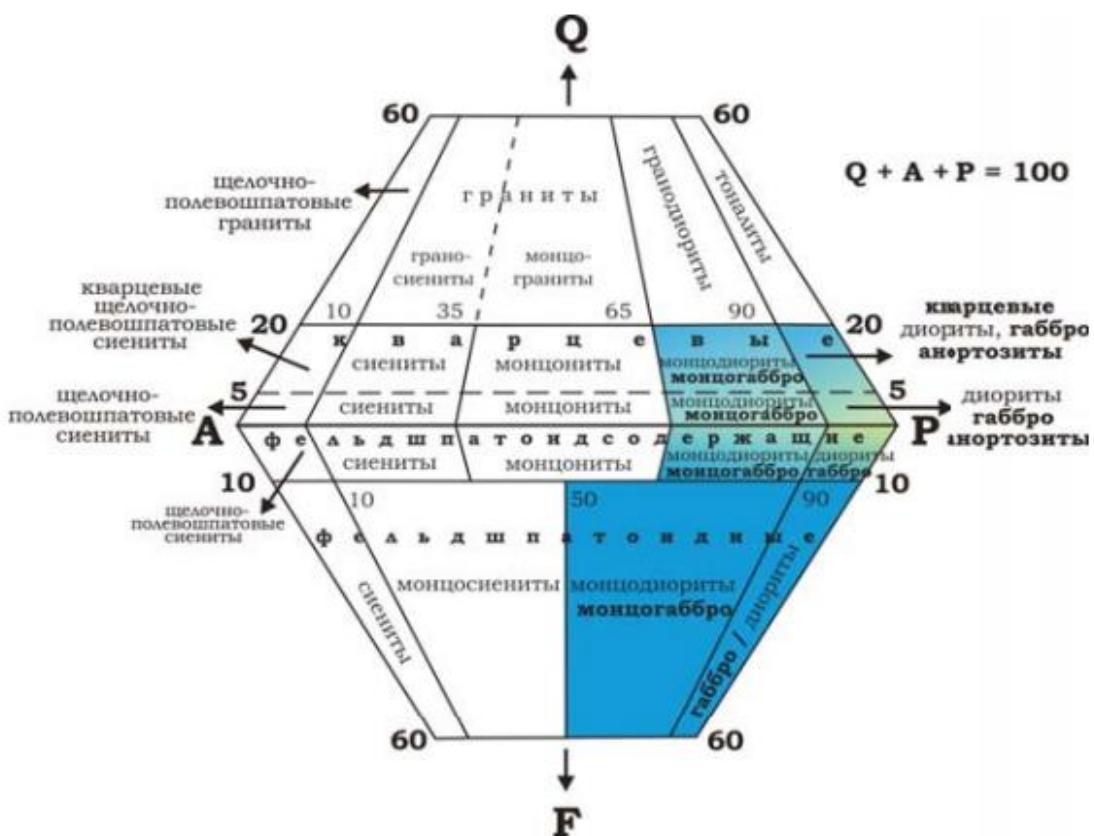
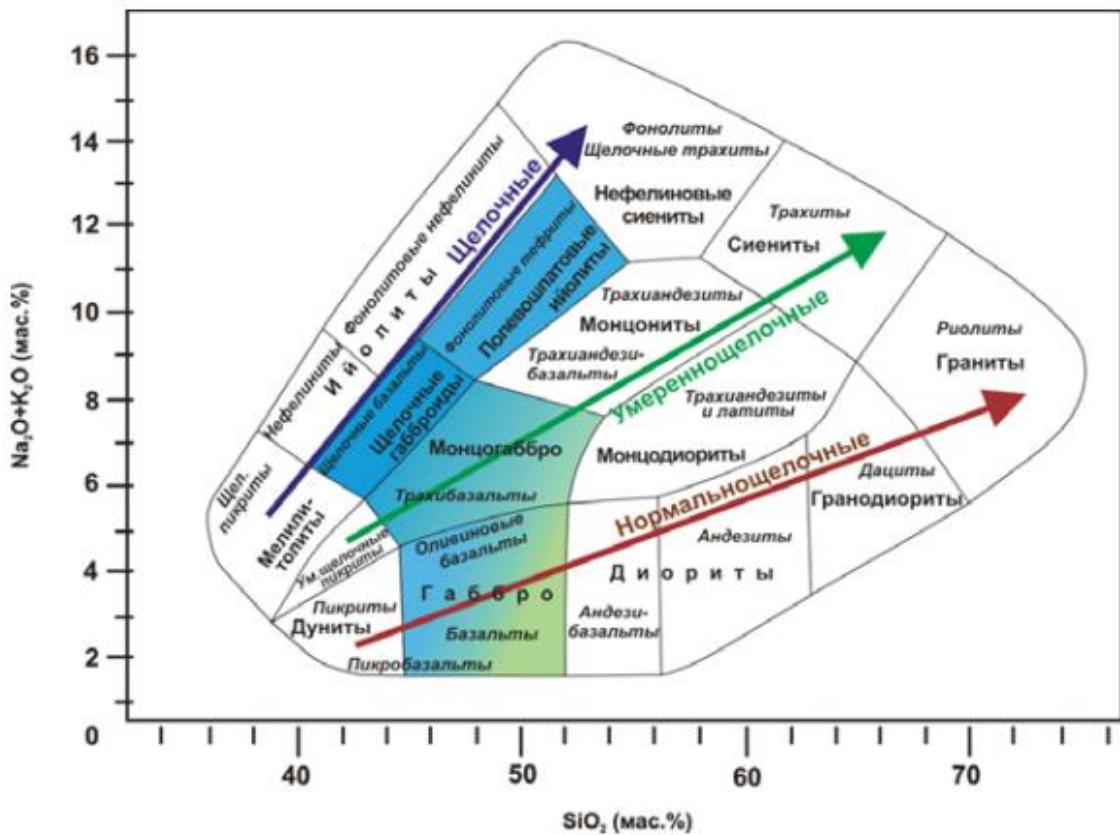


Рисунок 2.16 - Классификационное положение пород основного состава на диаграмме TAS (вверху) и диаграмме QAPF (внизу) (по Streckeisen, 1976)

## **Габбро**

Минеральный состав: плагиоклаз (от лабрадора до аортита), пироксен (преимущественно авгит). Иногда присутствует оливин (оливиновое габбро) и роговая обманка (роговообманковое габбро). Из акцессорных минералов могут присутствовать магнетит, титаномагнетит, ильменит, хромит, апатит, шпинель, корунд, гранат (рисунок 2.17).

Разновидности:

**Аортозит** — разновидность, состоящая до 90% из плагиоклаза и лишенная темноцветных минералов (оловин, пироксен и т.д.).

**Норит** — состоит из плагиоклаза и пироксена (как ромбического, так и моноклинного).

**Троктолит** — слагают в основном плагиоклаз и оливин, пироксена практически нет.

**Оливиновое габбро** — в котором содержание оливина превышает 5%.

Облик: темно-зеленый, темно-серый или черный.



Рисунок 2.17 - Габбро

Структура:      полнокристаллическая,      мелко-,      средне-      или  
крупнокристаллическая, порфировидная (порфировидное габбро).

Текстура: массивная (массивное габбро), полосчатая (полосчатое габбро).

Залегание: штоки, линзы, интрузивные залежи и дайки.

Распространение: интрузии габбро широко распространены на Среднем Урале, в меньшей степени – на Кавказе, в Карелии, в Забайкалье (Витимское плоскогорье).

Практическое значение: с интрузиями габбро генетически связаны титаномагнетитовые руды, например, Кусинское месторождение в Челябинской области. К основным интрузиям приурочены промышленные сульфидные руды никеля и меди (пирротин, пентландит, халькопирит). Горная порода габбро применяется как строительный камень.

## **Базальт**

Минеральный состав: нераскристаллизованное вулканическое стекло, густо пропитанное мелкими частицами магнетита, микроскопические выделения основного плагиоклаза, пироксена и оливина, реже – роговой обманки (рисунок 2.18).

Облик: темносерый или черный.



Рисунок 2.18 - Базальт

Структура: скрытоクリсталлическая, стекловатая, порфировая или афировая.

Текстура: массивная, реже пористая, пузыристая, шлакообразная.

Залегание: залегают в виде покровов, потоков и куполов, мощность которых на платформах составляет более 1 км, а площади распространения – сотни тысяч  $\text{км}^2$ .

Распространение: Базальты распространены на Алтае, Камчатке, в Армении, Украине, Италии, Исландии. Траппы широко развиты на Сибирской платформе.

Практическое значение: Такие полезные ископаемые, как Cu, Ni, Ti, V, Pt, Pd, связаны с базальтами и их производными. С траппами связаны уникальные Cu-Ni месторождения Норильского района.

### **Горнблендит**

Минеральный состав: сложена преимущественно роговой обманкой, могут присутствовать оливин, пироксены, основной плагиоклаз, слюды, апатит, гранат, магнетит (рисунок 2.19).

Облик: темно-зеленые до черного порода, иногда с зеленоватым оттенком, при выветривании становятся бурыми.



Рисунок 2.19 - Горнблендит

Структура: Полнокристаллическая, панидиоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая (при сложном минеральном составе), сидеронитовая, пойкилитовая.

Текстура: Массивная.

Залегание: Они образуют мелкие тела, участки неправильной формы, секущие маломощные жилы.

Распространение: Россия, Куба, США, Испания, Италия.

Практическое значение: Металлогенез горнблендитов практического значения не имеет. Они специализированы на железо, титан, медь.

### **Анортозит**

Минеральный состав: состоит из основного плагиоклаза (лабрадор, битовнит, анортит; более 75 %, а по некоторым источникам более 90 %).

Разновидности: анортозитов выделяются по составу основного плагиоклаза:

**анортитит** – с анортитом;

**лабрадорит** – с лабрадором;

**битовнитит** – с битовнитом.

Облик: цвет от светло-серого до почти черного, в зависимости от

количества темноцветных минералов (рисунок 2.20).



Рисунок 2.20 – Анортозит

Структура: полнокристаллическая, средне- и крупнозернистая, иногда гигантозернистая (размер зерен до 4-6 см).

Текстура: массивная и однородная.

Залегание: Слагают отдельные пласты в дифференцированных интрузивах (габбро-норит-пироксенит-перидотитов). Образуют самостоятельные plutоны.

Распространение: Россия, Канада, Скандинавия, США, Бразилия, Южная Африка.

Практическое значение: В анортозитах залегают месторождения ильменит-титаномагнетитовых и апатит-титаномагнетитовых руд. Сами анортозиты используются как облицовочный материал.

## 2.8 Породы среднего состава

В этой группе выделены два ряда: нормальный (подгруппа диоритов-андезитов) и субщелочной (подгруппа сиенита-трахита).

Группа магматических горных пород среднего состава включает в себя небольшое число разновидностей интрузивных пород, которые имеют ограниченное распространение в природе: их доля во всей массе магматических горных пород составляет 1,8 %. По сравнению с основными содержат больше кремнекислоты (52 % – 65 %) и меньше цветных минералов (около 25 %). Удельный вес около 2,7–2,9 г/см<sup>3</sup>. Главными пордообразующими минералами являются средний плагиоклаз и роговая обманка, реже биотит, пироксен и кварц.

В группе средних пород преобладают излившиеся породы над глубинными. Глубинные породы представлены диоритами, излившиеся – андезитами и порфиритами. По внешним признакам средние породы похожи на некоторые разновидности пород группы габбро. Точное разграничение возможно только под микроскопом. В диоритах содержание темноокрашенных минералов – 30% – 35 %, представлены роговой обманкой, а в габбро – 30 % – 50 %, представлены пироксеном. От кислых эфузивов отличаются отсутствием кварца и более темной окраской. Характерно развитие шлаковых и миндалекаменных разностей. Андезиты и порфириты несколько светлее, чем базальты и диабазы.

Классификационное положение пород среднего состава на диаграмме (рисунок 2.21)

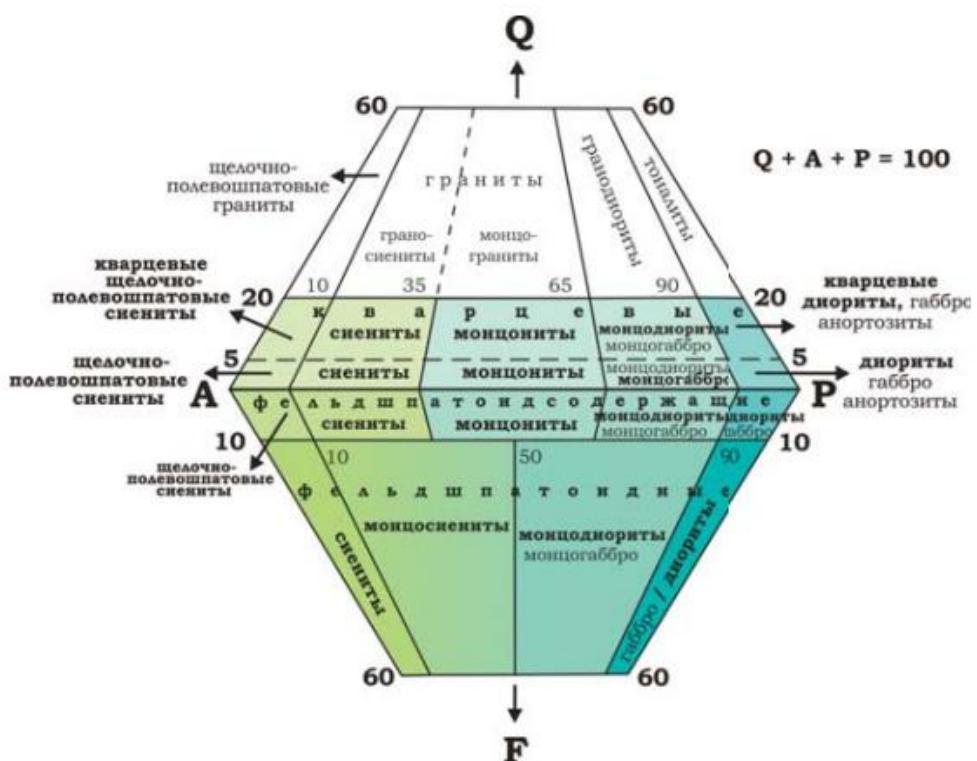
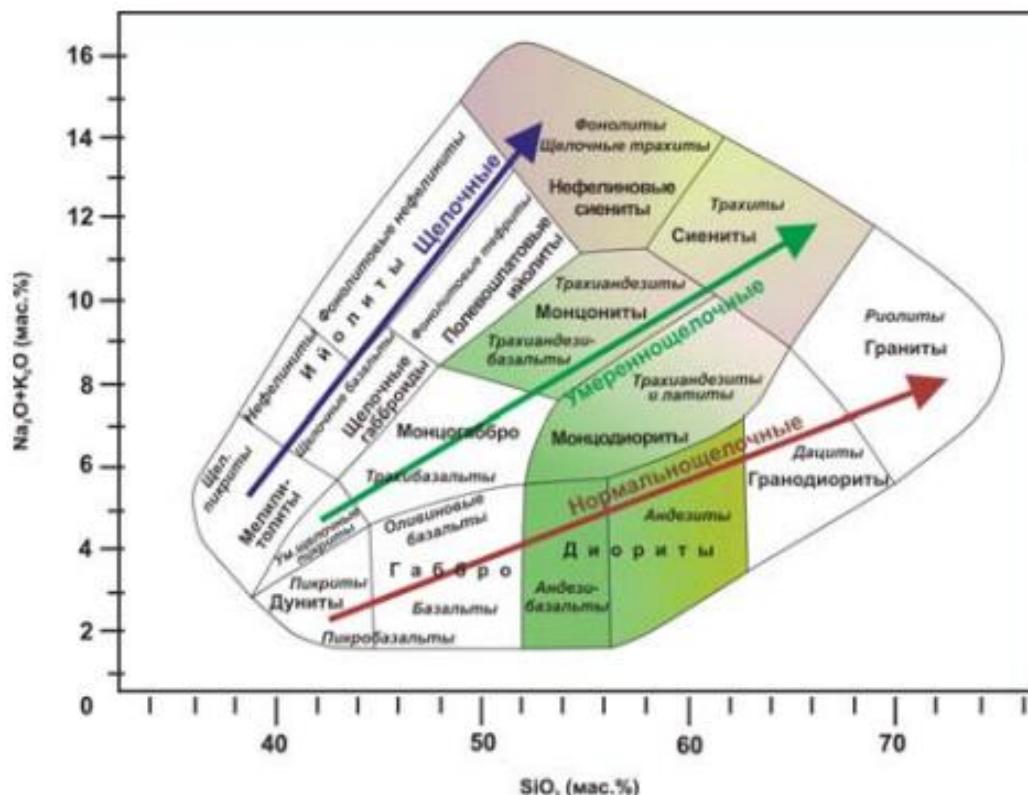


Рисунок 2.21 - Классификационное положение пород среднего состава на TAS-диаграмме (по Streckeisen, 1976)

## **Диорит**

Минеральный состав: состоит главным образом из плагиоклаза и роговой обманки. Плагиоклаз по составу отвечает андезину с содержанием аортита 35 %-50 %, плагиоклаза 35 % - 59 %. В породе нормального состава содержание плагиоклаза составляет 65 % - 70 %. Роговая обманка составляет 30 % - 35 %. Содержание кварца в диоритах может быть до 20 %. В диоритах (рисунок 2.22) в виде акцессорных минералов наблюдаются апатит, сфен, магнетит. Содержание их обычно значительное, местами доходит до 5 %.

Облик: порода серого, чаще пестрого цвета.



Рисунок 2.22 - Диорит

Структура: равномернозернистая, реже порфировидная.

Текстура: массивная, шлировая иногда гнейсовидная.

Залегание: Редко образуют обособленные plutоны. Слагают небольшие интрузивные тела в гранитоидных массивах и отдельные участки среди габброидов. Самостоятельно диориты образуют мелкие штоки, лакколиты, дайки. Диориты свойственны складчатым областям, нередко связаны с зонами тектономагматической активизации.

Распространение: Казахстан, Урал, Тянь-Шань, Кузнецкий Алатау, Германия, Румыния, Скандинавия, США. Во многих случаях диориты возникают как гибридные породы под влиянием воздействия на гранитную магму вещества основных пород или взаимного действия между основной и гранитной магмой.

Практическое значение: Содержат в себе железорудную и медную минерализацию контактово-метасоматического типа приурочено к контакту диоритов и карбонатных пород. В диоритовых массивах часто наблюдаются золотоносные кварцевые жилы.

### **Андезит**

Минеральный состав: Вкрашенники плагиоклазов (до 40 %), в меньшей степени клино- или ортопироксенов, иногда роговая обманка, биотит. Характерны зональные фенокристаллы плагиоклаза (обычно по составу лабрадор-андезина An<sub>60–40</sub>). В основной массе обычны микролиты плагиоклаза, мелкие зерна пироксенов, магнетита, титаномагнетита, апатита и вулканическое стекло. (рисунок 2.23)

Облик: порода темно-серого или желтовато-серого цвета.



Рисунок 2.23 – Андезит

Структура: микролитовая (гиалопилитовая, либо пилотакситовая), нередко стекловатая.

Текстура: массивная, флюидальная, пористая.

Распространение: Андезитовый вулканизм наиболее типичен для островных дуг и окраинно-континентальных поясов. Андезиты наблюдаются в разных фациях (эфузивной, субвулканической, пирокластической), часты покровы, потоки, дайки, силлы. Андезиты типичны для третичных и четвертичных стратовулканов в различных регионах мира (США, Мексика, Япония и др.)

Практическое значение: с андезитами и их измененными разностями могут быть связаны месторождения Cu, Pb, Zn, Mo, Au, Ag, Hg, Sb, As, Sn, Mn, S, Al. Они являются хорошим строительным материалом.

## **Трахит**

Минеральный состав: Главными минералами в трахитах являются калиевые полевые шпаты, плагиоклаз (олигоклаз или андезин – An<sub>25–35</sub>), моноклинный пироксен (титанавгит, авгит, диопсид), роговая обманка, железистый биотит, в переменных количествах кварц (до 5 %). Доля вулканического стекла обычно не превышает 20 %.

Характерны акцессорные минералы – апатит, сфен, циркон (рисунок 2.24).

Облик: макроскопически порода светлого, розовато-серого или буроватого цвета.



Рисунок 2.24 – Трахит

Структура: порфировая или афировая

Текстура: массивная, пористая.

Залегание: Кайнотипная (малоизмененная) вулканическая порода. Образуется при кристаллизации магмы среднего состава на глубинах, близких к поверхности земли и слабо подвергается вторичным изменениям, в процессе которых происходит замещение некоторых минералов другими. Так, авгит и биотит, присутствующий в породе, нередко замещаются хлоритом. Формы залегания: потоки, покровы. Форма отдельности: столбчатая.

Распространение: ассоциируют как с базальтоидами, так и с кислыми изверженными породами умереннощелочного подотряда. Украина, Крым, Кавказ, Урал, Саяны, Кузнецкое Алатау, Забайкалье, Приморье и др.

Практическое значение: С трахитами связаны месторождения железа, марганца, меди, золота и полиметаллов. Широко используются в качестве строительного материала.

## **Щелочн<sup>ой</sup> сиенит**

Минеральный состав: Главные минералы – кпш (20–70 %), плагиоклаз (альбит) до 50 %, щелочные пироксены и амфиболы. Темноцветы могут составлять до 35 %. В качестве второстепенных минералов встречаются биотит (лепидомелан), баркевикитовая роговая обманка, оксиды железа и титана, кварц (до 3 %). Характерные акцессорные минералы – апатит, сфен, циркон, магнетит, флюорит.

Облик: в образцах порода розовато-серого цвета (рисунок 2.25).



Рисунок 2.25 - Щелочн<sup>ой</sup> сиенит

Структура: гипидиоморфнозернистая, иногда агпайтовая.

Текстура: Массивная, трахитоидная.

Залегание: они залегают в форме лакколитов, штоков, трещинных интрузий.

Распространение: Украина, Урал, Средняя Азия, Забайкалье, Тува, Восточный Саян, Кузнецкий Алатау и др.

Практическое значение: имеют металлогеническую специализацию на редкие металлы (золото).

## **Нефелиновый сиенит**

Минеральный состав: Щелочные полевые шпаты и нефелин (в сумме составляют до 50 %–90 % объема породы), аль-бит, цветные минералы: титанавгит, салит, геденбергит, гортонолит, Na-пироксены и амфиболы (эгирин, арфведсонит и др.).

Аксессории: апатит, сфен, магнетит, ильменит, астрофиллит, циркон, эвдиалит и другие (рисунок 2.26).

Облик: светло-серый с зеленоватым или красновато-желтоватым, а на выветренной поверхности часто голубоватым оттенком.

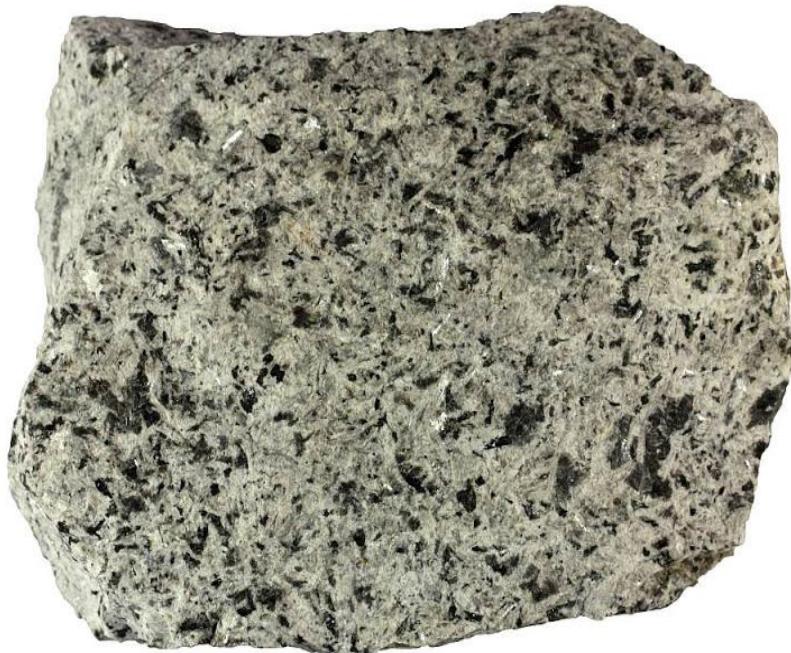


Рисунок 2.26 - Нефелиновый сиенит

Структура: Крупнозернистая до пегматоидной. Преимущественно гипидиоморфнозернистая, местами пойкилитовая, возможна агпайтовая структура.

Текстура: Массивная, трахитоидная, полосчатая

Залегание: штоки, лакколиты, крупные расслоенные интрузивные тела, жилы и др.

Распространение: Кольский п-ов (массивы Хибинский, Ловозерский и др.), на Урале (Ильменские и Вишневые горы), на Украине (Мариупольский массив близ Жданова), в Ср. Азии (Туркестанский хр., Таласский Алатау и др.)

Практическое значение: Обусловлено высоким содержанием нефелина. При содержании  $Al_2O_3$  более 23% нефелиновые сиениты становятся рудой на алюминий.

### **Монцонит**

Минеральный состав: Порода сложена преимущественно плагиоклазом и калишпатом, примерно в равных количествах, их общее количество может достигать 80%. Темноцветные минералы представлены клинопироксеном, роговой обманкой и биотитом. Кварц в монцонитах иногда присутствует до 5%, если более (до 15%) – порода называется кварцевым монцонитом (рисунок 2.27).

Облик: порода розовато-серая, буровато-серая.



Рисунок 2.27 – Монцонит

Структура: монцонитовая микроструктура, гипидиоморфная.

Текстура: массивная.

Залегание: образуют штоки, лакколиты, дайки.

Распространение: монцониты образуются в орогенную стадию развития складчатых областей, а также в период активизации щитов и областей завершенной складчатости (Казахстан, Тянь-Шань, Камчатка, Италия, США, Норвегия и др.).

Практическое значение: с монцонитами могут быть связаны месторождения и оруденения Fe, W, Mo, Cu, Au и полиметаллов.

## 2.9 Породы кислого состава

Магматические породы кислого состава пользуются по сравнению с другими магматитами наибольшим распространением. Они среди всех магматических пород составляют 50 %-60 % (по Дэли, Соловьеву). Но в отличии от пород групп габбро-базальта и диорита-андезита, где резко преобладают вулканические породы, в этой группе главная роль принадлежит породам интрузивной фации. Из 60 % на их долю приходится около 50 %, а на доли эфузивных пород – около 10 %. Среди всех интрузивных пород (по данным П. Соловьева) плутониты кислых пород по площади занимают около 84 %, т.е. кислые интрузивные породы по площади развития резко преобладают над эфузивными аналогами. Такое соотношение глубинных и излившихся пород является существенной особенностью группы в отличие от рассмотренных выше основных и средних пород, в составе которых эфузивные фации резко преобладают.

Магматические горные породы кислого состава характеризуются высоким содержанием кремнекислоты (выше 65%), незначительным содержанием цветных компонентов (3–12 %) и общей светлой окраской. Удельный вес 2,7 г/см<sup>3</sup>. Главными породообразующими минералами кислых пород является кварц, калиевый полевой шпат, биотит, реже мусковит и роговая обманка. Глубинные породы кислой магмы широко распространены и встречаются гораздо чаще излившихся. К ним относятся граниты и близкие к ним по составу, структуре и геологическому положению переходные породы к кварцевым диоритам, которые, согласно Ф.Ю. Левинсону-

Лессингу, объединяются под общим названием гранитоидов. Гранитные породы в складчатых областях образуют огромные батолиты, штоки и дайки различных размеров. Классификационное положение пород кислого состава (рисунок 2.28)

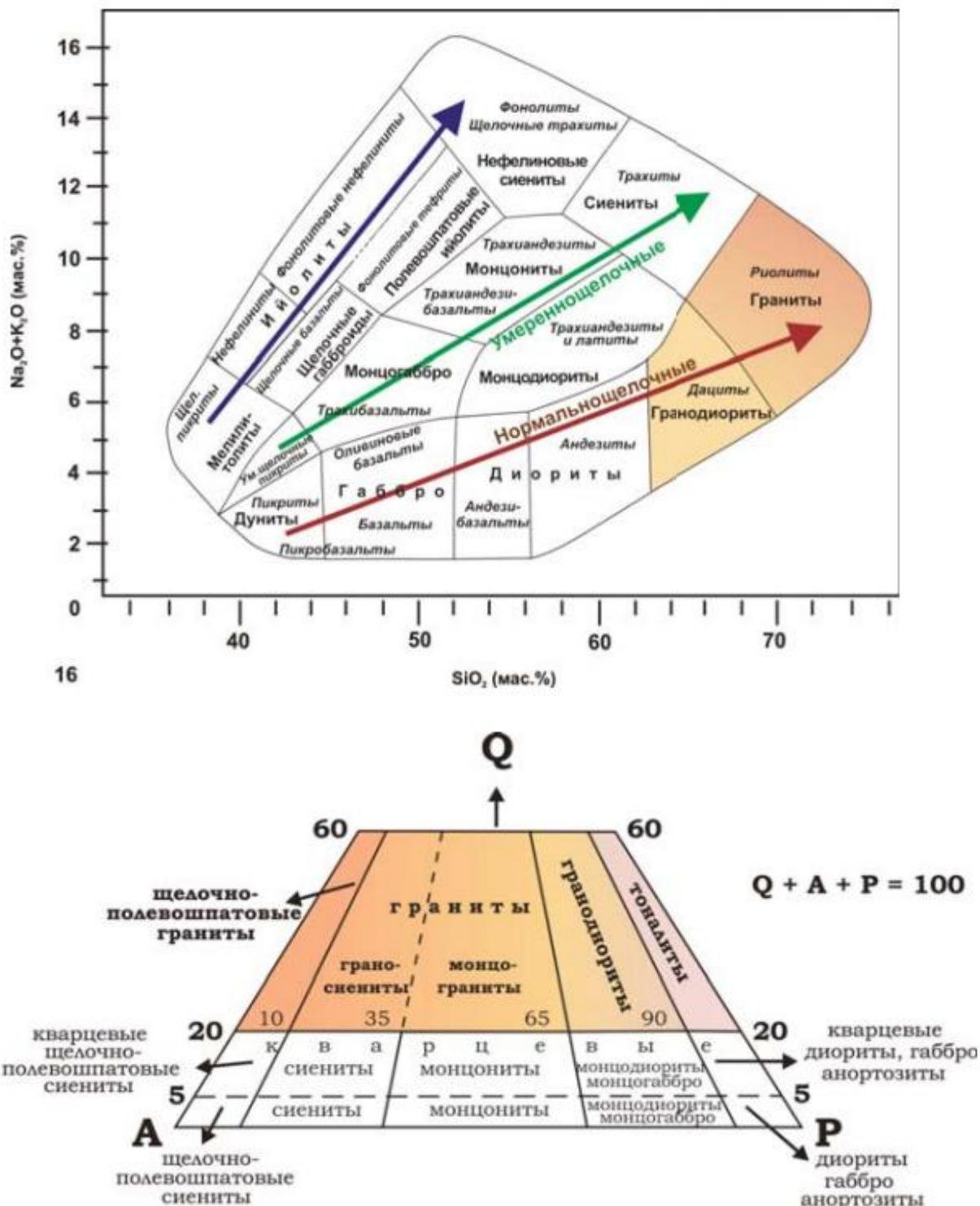


Рисунок 2.28 - Классификационное положение пород кислого состава на TAS-диаграмме(по Streckeisen, 1976)

## **Гранит**

Минеральный состав: Кварц – 25 %–40 %, примерно равные количества кислого плагиоклаза (An10–30) и калишпата, темноцветы (биотит, мусковит, роговая обманка) – до 10 %.

Аксессорные минералы: апатит, циркон.

Разновидности:

1. **плагиогранит** – содержит плагиоклаз до 45 %–65 %, калиевые полевые шпаты до 10 %;

2. **чарнокит** – темноцвет представлен гиперстеном;

3. **лейкогранит** – содержание темноцветов не более 5 %, может присутствовать турмалин. По содержанию цветного минерала: биотитовый, роговообманковобиотитовый, двуслюдянной, мусковитовый и др.

Облик: в образцах породы имеют розовато-серый, кремовый цвет (рисунок 2.29).



Рисунок 2.29 - Гранит

Структура: Разнозернистая, порфировидная, гипидиоморфно-зернистая, гранитовая.

Текстура: массивная реже пятнистая или гнейсовидная

Залегание: гранитами сложены крупные батолиты площадью 2000 км<sup>2</sup>.

Распространение: Прибайкалье, Урал, Тянь-Шань, Европа, Юго-Восточная Азия, Австралия и другие регионы

Практическое применение: Металлогенез гранитов очень обширная и разнообразная, часто месторождения железа, полиметаллов, золота и др.

### **Гранодиорит**

Минеральный состав: Главные минералы: плагиоклаз (An20–40) (35 %–65%), калишпат (10 %–20%), кварц (15 %–25%), темноцветные минералы (амфибол, биотит, реже моноклинный пироксен) (10 %–25%).

Облик: порода серая с разной степенью зернистости (рисунок 2.30).

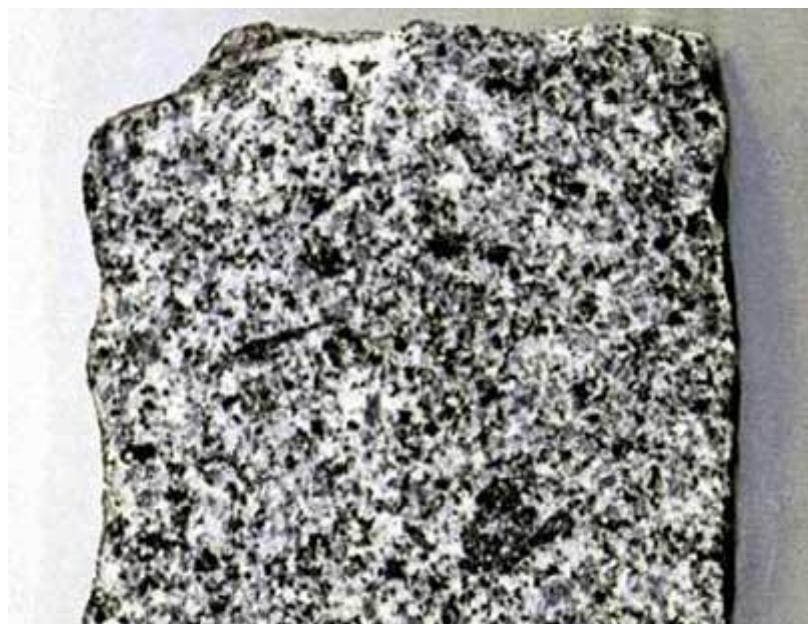


Рисунок 2.30 - Гранодиорит

Структура: гипидиоморфнозернистая, гранитовая.

Текстура: массивная.

Залегание: образует батолиты, штоки и интрузивные массивы иной формы.

Распространение: типичная магматическая глубинная порода. Изменяется аналогично граниту. Весьма распространенная порода во многих горных районах (Урал, Кавказ, Саяны, Тува, Тянь-Шань, Северо-Восток России и др.).

Практическое значение: Слаботрещиноватые, массивные гранодиориты могут использоваться как естественный строительный или облицовочный камень.

### Дацит

Минеральный состав: Порфировые вкрапленники (до 20 %) представлены средним плагиоклазом, ортопироксеном (гиперстеном), клинопироксеном (авгитом), роговой обманкой, биотитом, иногда кварцем (рисунок 2.31).

Облик: порода темно-серого, зеленовато-серого цвета

0 см 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12



Рисунок 2.31 - Дацит

Структура: порфировая.

Текстура: Массивная, флюидально-полосчатая.

Залегание: В виде потоков, куполов, даек.

Распространение: вулканическая порода, образуется при наземных и подводных извержениях. Входит в состав многих вулканических комплексов. Они образуются обычно в завершающуюся стадию развития андезитового вулканизма (Камчатка, Филиппины, Новая Зеландия).

Практическое значение: С дацитами могут быть связаны месторождения золота, меди, полиметаллов. Являются хорошим абразивным материалом.

## **Риолит**

Минеральный состав: Вкрапленники представлены кварцем, кислым плагиоклазом, кпш, реже биотитом, роговой обманкой, маг- нетитом. Основная масса – вулканическое стекло или продукты его девитрификации (тонкозернистый кварц-полевошпатовый агрегат). На долю основной массы приходится 70 %–80 % общего объема породы (рисунок 2.32)

Разновидности:

- 1) обсидиан – вулканическое стекло;
- 2) перлит – вулканические стекла, содержащие более 1 % конституционной воды;
- 3) пехштейн – вулканические стекла с содержанием 8 %–10 % воды;
- 4) пемза – сложена пенистым или пузыристым вулканическим стеклом.

Облик: по окраске – это светлые, розовато-серые породы.

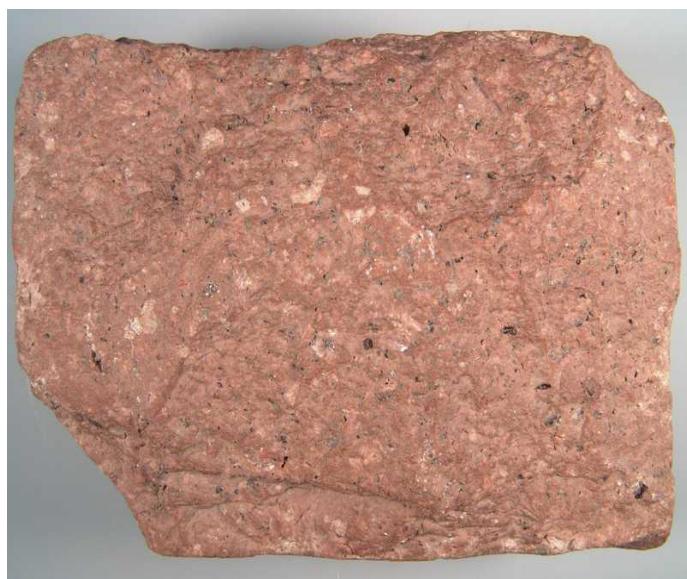


Рисунок 2.32 - Риолит

Структура: порфировая.

Текстура: массивная или полосчатая.

Залегание: образуют потоки, купола и дайки.

Распространение: Наибольшее развитие риолиты имеют на окраинах континентов, распространены также и внутри континентов. Риолиты входят в состав формаций натриевых риолитов и андезит-риолитовых формаций.

Практическое значение: С риолитами могут быть связаны месторождения Cu, Sn, W. Являются хорошим строительным материалом.

### 3 Метаморфизм

Метаморфизм – эндогенный процесс, проявляющийся в земной коре и верхней мантии под воздействием температуры, давления и химически активных флюидов, приводящих к преобразованию – с которыми связаны те или иные изменения в структуре, минералом и химическом составе в условиях отличающихся от первоначального образования исходных пород.

Метаморфизм включает, прежде всего, химические превращения в твердой горной породе, которые заключаются в исчезновении старых и появление новых минералов. При этих превращениях валовой химический состав горной породы большей частью не изменяется. В большинстве случаев метаморфизм является простым или изохимическим. Однако в отдельных случаях валовый химический состав, наоборот, полностью изменяется в результате привноса и выноса вещества. Это случаи так называемого аллохимического или метасоматического метаморфизма.

Общей особенностью всех превращений при метаморфизме (и химических и физических) является то, что они происходят в твердой горной породе. Новые минералы и структуры появляются в результате процесса кристаллобластеза – перекристаллизации в твердом состоянии, или, дословно, в результате роста кристаллов в твердой среде.

В результате метаморфизма образуются метаморфические и метаморфизованные породы. К метаморфическим следует относить породы, в которых метаморфические процессы привели к полному преобразованию

минерального состава и строения исходных пород. Метаморфизованные породы являются частично преобразованными, сохраняющими признаки исходной породы, которые позволяют определять не только их первичную природу (осадочную, вулканическую, интрузивную), что очень важно при детальных ретроспективных исследованиях, но и вещественный состав.

Метаморфические породы занимают более 20 % поверхности Земли, играя главную роль в строении древних кристаллических щитов и очень существенную в составе складчатых поясов. Изучение метаморфических пород важно не только для выяснения условий их образования, состава и строения, но и для выявления генезиса и закономерностей размещения обширной группы метаморфогенных и метаморфизованных месторождений. В метаморфических толщах находятся промышленные скопления руд железа, марганца, золота, урана, графита, абразивных материалов и других полезных ископаемых. И, конечно, изучение метасоматических пород имеет особое значение в силу их тесной взаимосвязи с разнообразным оруденением. Эта взаимосвязь, по существу, послужила основой ставшей традиционной концепции гидротермального рудообразования.

### **3.1 Факторы метаморфизма горных пород**

Все метаморфические превращения в горной породе вызываются изменениями внешних по отношению в данной горной породе физико-химических условий. Возникающие в результате эндогенных геологических процессов новые условия должны полностью определять состояние горной породы, определять ее термическое, механическое и химическое состояние.

Влияние температуры может быть связано с воздействием магматических масс, с радиоактивным распадом и экзотермическими реакциями с погружением пород и их существенные метаморфические преобразования часто обусловлены подъемом из глубины земли тепловых потоков. Изменения такого типа установлены для многих фанерозойских складчатых областей (Памир, Альпы и др.). В этих

областях термальные преобразования накладываются даже на самые молодые тектонические структуры – покровы и надвиговые чешуи.

Наряду с температурным воздействием важная роль в метаморфических преобразованиях принадлежит гидростатическому и одностороннему (стрессовому) давлению. Причиной гидростатического давления является действие вертикально направленной силы тяжести, создающие условия однородной напряженности во всех направлениях.

Гидростатическое давление возрастает под континентами на 270 ат/км, достигая на глубине 5 км 1350 атмосфер и на 10 км – 2700 ат/км. Высокие давления способствуют пластическим преобразованиям пород и контролируют ход метаморфических реакций.

Одностороннее давление - стресс - можно схематично представить себе как результат действия тектонических движение различных направлений. Наиболее отчетливо стресс проявляется в верхних структурных этажах подвижных зон. Его влияние выражается в формировании специфических структурно-текстурных особенностей метаморфических пород и образовании типоморфных стресс-минералов: дистена, глаукофана и др.

Гидротермы, газогидротермы и пневматолиты различного состава обусловлены магматическими и постмагматическими процессами: вода, углекислота и некоторые другие «летучие» компоненты могут присутствовать и в первичных осадочных породах, особенно богаты ими осадки геосинклинального типа. Действие водных растворов и углекислоты являются существенными факторами метаморфизма, так как эти наиболее подвижные компоненты способны участвовать во многих химических реакциях.

В настоящее время вопрос об источнике «летучих» компонентов, являющихся активными агентами метасоматоза, может быть решен в пользу их глубинного происхождения и связи с магматической деятельностью. На это указывают увеличение степени вторичных изменений, например калиевого метасоматоза и гранитизации, вблизи глубинных разломов и ряд других данных. Однако вода и

углекислота могут образовываться и за счет исходных пород при разложении минералов, содержащих эти составные части (карбонаты, слюды и др.).

### **3.2 Формы залегания эфузивных и интрузивных пород**

Формы залегания магматических пород весьма разнообразны и определяются они, прежде всего, тектоникой района залегания, количеством внедряющегося магматического расплава, его химическими и физическими особенностями (рисунок 3.1).

Выделяют следующие морфологические типы интрузий магматических пород:  
Несогласные интрузии:

- батолиты – крупные интрузивные тела (площадью более 200км<sup>2</sup>), сложенных главным образом гранитоидами. Батолиты, как правило, длинной осью ориентированы параллельно простиранию складчатых структур. Контакты батолитов с вмещающими породами чаще всего секущие, но могут быть и согласными. Образуются батолиты на значительной глубине и обнажаются в результате интенсивной эрозии;

- шток – относительно небольшое интрузивное тело, часто неправильной формы, но в общем приближающейся к цилиндрической.

- гарполит – интрузивное тело, имеющее в разрезе серповидную форму.

- хонолит – тело неправильной формы. Хонолиты обычно сложены гранитоидами;

- некк (жерловина) – заполнения вертикальных трубообразных каналов. Чаще всего образуются в результате застывания лавы или смеси лавы и рыхлых продуктов извержения в нижней части жерла вулкана;

- дайка – вертикальное или крутопадающее тело, ограниченное двумя параллельными стенками трещин и простирающееся от нескольких метров до сотен и тысяч метров и километров;

- жила – интрузивное тело, образующееся в результате проникновения магматического расплава в трещины (разломы);
- кольцевая интрузия (кольцевая дайка) – интрузия, имеющая в плане форму дуги или замкнутого кольца, часто неправильной формы.
- апофиза – ответвление от магматического тела, связь с которым можно непосредственно проследить. Апофизы имеют форму даек, либо неправильного удлиненного тела.

### **Согласные интрузии:**

- силл – пластообразное интрузивное тело, залегающее в горизонтально лежащих или слабо дислоцированных осадочных толщах. Размеры силлов зависят от объема внедрившейся магмы, ее химических и физических особенностей, особенностей вмещающих пород. Мощность может достигать нескольких сотен метров, а площадь сотен тысяч кв. км;
- лополит – по своему происхождению близок к силлам, отличается от которых прогнутостью в средней части, вследствие чего напоминает гигантскую чашу;
- этмолит – чашеобразное тело с воронкообразным окончанием в нижней части, представляющее собой бывший магмоподводящий канал;
- лакколит – грибообразное или караваебобразное тело, расположенное согласно с вмещающими осадочными слоями. Форма его в плане близка к круговой или эллиптической. Дно лакколита более или менее горизонтальное, в то время как кровля выпуклая наподобие свода, что вызвано давлением вязкой кремнекислой магмы, которая проникая между слоями неспособна распространяться на значительное расстояние, формируя силл.

Формы залегания трахитов и трахитовых порфиров такие же как и горных пород кислой группы, а именно липаритов. Залегание в виде куполов особенноично. Оно связано с высокой вязкостью трахитовой магмы.

**Выделяют следующие морфологические типы эфузивных магматических горных пород**

По выражению в рельефе они могут быть как положительными (потоки, покровы, вулканические купола, диатремы, вулканические конусы, стратовулканы, щитовидные вулканы и др.), так и отрицательными (кратеры, маары, лавовые колодцы, кальдеры и др.).

Лавовый покров – это плоское тело больших размеров, мощность которого по сравнению с площадью невелика, от 6 до 30 метров. При повторных извержениях мощность может возрастать до 3 000 метров.

Лавовый поток – представляет собой сильно вытянутое тело, возникшее в результате движения лавы по наклонной поверхности; длина намного больше ширины. Нередко потоки заполняют ущелья рек и долины.

Вулканический купол (пик) – куполовидное тело, имеющее высоту до 700–800 м и крутые склоны ( $40^{\circ}$  и больше). Образуется в результате выжимания из вулканического канала вязкой лавы. Вулканический конус – вулканическая постройка, имеющая форму конуса; образуется путем отложения вулканического материала вокруг жерла.

При образовании диатремы лава не изливается, а внедряется в магмоподводящий канал, сложенный вулканической брекчией.

Диаметр поперечного сечения достигает 1 км. Особый интерес представляют алмазоносные диатремы, сложенные кимберлитовой брекчией. Вулканический кратер – впадина в виде чаши или воронки, преимущественно образованная в результате взрывных извержений.

Кальдера – циркообразная впадина с крутыми стенками и более или менее ровным дном; образуется в результате провала вершины вулкана и в некоторых случаях прилегающей местности. От кратера кальдера отличается и происхождением и большими размерами (10–15 км в поперечнике).

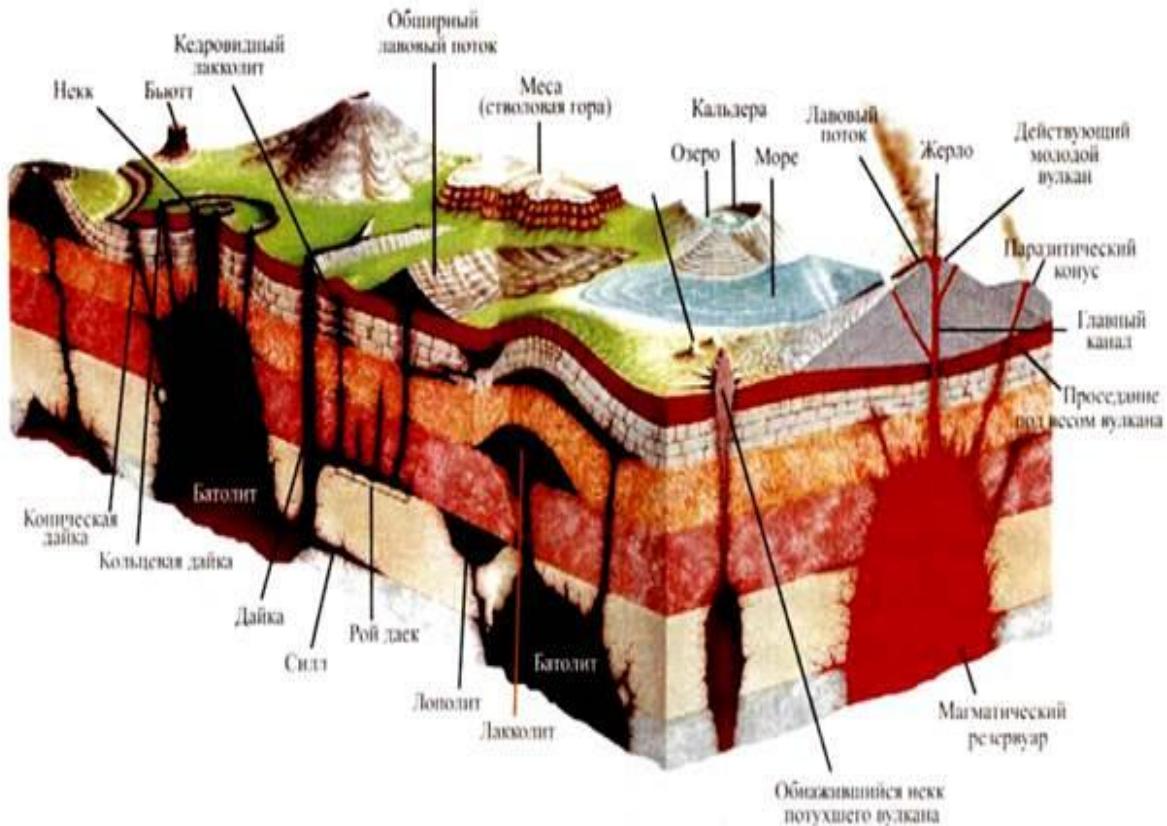


Рисунок 3.1 – Морфология магматических и эфузивных тел

### 3.3 Типы метаморфизма

Учитывая геологическую роль метаморфизма, следует различать:

1) местный или локальный метаморфизм, включающий различные физико-химические типы и охватывающий лишь небольшие участки земной коры; 2) региональный метаморфизм, захватывающий значительные области, проявляющийся в складчатых зонах земной коры и являющийся, в сущности динамотермальным, так как он происходит в результате одновременного изменения температуры, общего гидростатического давления и стресса.

Среди локального метаморфизма следует различать:

а) **контактово-термальный** метаморфизм, возникающий в результате теплового воздействия интрузий на вмещающие ее горные породы;

б) **контактovo-метасоматический** метаморфизм, обусловленный, главным образом, действием постмагматических растворов и газов на горные породы, вмещающие интрузию;

в) **автометаморфизм**, обусловленный действием постмагматических растворов и газов на изверженные породы самой интрузии и пространственно несвязанный с контактами интрузии с вешающими породами. Процесс автометаморфизма включает несколько ступеней: собственно магматический (при температуре выше 600 °C), и пневматолитический (от 600 °C до 375 °C) и гидротермальный (менее 375 °C).

К автометаморфизму относят серпентинизацию перidotитов, альбитизацию спилитов, грейзенизацию аляскитов, пропилитизацию основных и средних пород и другие процессы.

г) **околожильный метаморфизм**, обусловленный действием постмагматических растворов на различные горные породы, генетически не связанные с этими растворами.

**Динамический или катакластический** метаморфизм, обусловленный действием одного стресса, может быть, с одной стороны, локальным и проявляться только вдоль узких зон тектонических нарушений и, с другой стороны, региональным и проявляться на больших площадях, там, где не было значительного прогрева горных пород и общее плавление было невелико.

Особое положение занимает **плутонический или инъекционный** метаморфизм, происходящий в очень глубоких зонах земной коры и сопровождаемый частичным расплавлением горных пород,

Соответственно с типами метаморфизма следует классифицировать и продукты метаморфизма, т.е. метаморфические горные породы. Состав первоначальных горных пород, несомненно, тоже нужно учитываться при классификации, так как при одном и том же типе метаморфизма из различных горных пород обычно образуются разные метаморфические породы. С другой стороны, из различных первоначальных пород, валовой химический состав которых

близок, при определенном типе метаморфизма может образоваться одна и та же метаморфическая порода. Таким образом, происхождение некоторых метаморфических пород может быть несколько различным, но каждая метаморфическая порода, получившая особое название, должна иметь определенный минералогический состав, определенную структуру и текстуру и находиться в определенных ассоциациях с другими горными породами.

### **3.4 Минеральный состав метаморфических горных пород**

В метаморфических горных породах наблюдается большое количество минералов: кварц, мусковит, серицит, биотит, роговая обманка, пироксены, плагиоклазы, калиевый полевой шпат, кальцит и др. Кроме этого, в изучаемых горных породах отмечаются специфические минералы, образующиеся непосредственно в процессе метаморфизма. В эту группу входят андалузит, дистен, гранаты (альмандин, гроссуляр, андрадит), диопсид, эпидот, хлориты, серпентин, тальк и другие.

1. Андалузит окрашен в серый, желтый, красновато-бурый и зеленый цвет, образует удлиненные призматические кристаллы. Твердость – 7-7,5. Встречается в сланцах и гнейсах совместно с кварцем.

2. Дистен окрашен в синий, желтый и зеленый цвета различной интенсивности. Образует уплощенные призматические кристаллы, твердость зависит от кристаллографических направлений: вдоль удлинения кристаллов - 6, поперек - 4,5. Блеск стеклянный. Отчетливо проявлена спайность, ориентированная вдоль удлинения кристаллов, и поперечная ей трещиноватость или штриховка.

3. Гранаты (альмандин, гроссуляр, андрадит) обычно образует хорошо выраженные кристаллы изометрического облика. Однако только альмандин проявляется в виде отдельных кристаллов или их скоплений, наблюдающихся в гнейсах, слюдяных (кристаллических) сланцах. Для гроссуляра и андрадита характерны сплошные, зернистые, реже массивные агрегаты. Альмандин обычно

имеет розовато-красную и малиновую окраску, гроссуляр - желтовато-зеленую и зеленую, а андрадит - темно-бурую и бурую. Твердость гранатов 6-7,5. Спайность несовершенная, излом раковистый.

4. Диопсид относится к группе пироксенов. Цвет минерала от светлозеленого до зеленовато-серого. Наблюдаются в виде коротко-призматических кристаллов. Твердость 5,5-6. Спайность совершенная в двух направлениях. Трешины спайности пересекаются под прямым углом. Ассоциирует с гранатом и эпидотом.

5. Эпидот. Цвет минерала зеленый с желтоватым оттенком на изломе. Проявляется либо в виде призматических, шестоватых кристаллов, либо образует зернистые, массивные агрегаты. Твердость 6-7. Блеск стеклянный. Спайность совершенная вдоль удлинения кристаллов. На гранях кристаллов наблюдается штриховка, имеющая такую же ориентировку, как и спайность. Встречается совместно с кварцем, кальцитом, слюдами, роговой обманкой, гранатами, хлоритом и другими минералами. Внешне похож на гроссуляр, но отличается от него обликом кристаллов, наличием штриховки на их гранях и характером спайности.

6. Хлорит. Окраска его зеленая, зеленовато-темно-серая и черная, встречается в виде достаточно гибких листоватых и чешуйчатых агрегатов. Твердость 2,5-3. Спайность весьма совершенная, как у слюд. Часто образует псевдоморфозы по биотиту и роговой обманке.

7. Серпентин (змеевик). Цвет минерала зеленый, темно-зеленый, желто-зеленый, желтый, бурый, светло-серый, черный. Обычно наблюдается в виде плотных агрегатов, некоторые его разновидности имеют листоватое или сланцеватое сложение. Твердость 3-4. Характерен раковистый неровный излом.

8. Тальк. Цвет минерала зеленоватый, серый, образует сплошные, зернисто-листоватые или чешуйчатые агрегаты. Минерал обладает перламутровым или жирным блеском, жирен на ощупь, спайность весьма совершенная, дает псевдоморфозы по ортоклазу, дистену, андалузиту и другим минералам.

### **3.5 Основные метаморфические породы**

#### **Серпентинит**

Минеральный состав: Состоит главным образом из минералов группы серпентина и примеси карбонатов, иногда граната, оливина, пироксена, амфиболов, талька, также рудных минералов магнетита, хромита и других (рисунок 3.2)

Облик: Окраска зелёная с пятнами разных цветов. Богатство градаций зеленого тона зависит от присутствия тех или иных минеральных примесей, так, белый цвет обусловлен присутствием ветвящихся прожилок кальцита или доломита.

Структура: порфиробластовая тонкозернистая.

Текстура: массивная.

Залегание: Серпентиниты залегают в виде неправильных масс и линзовидных тел. Крупные перidotитовые массивы нередко полностью серпентинизированы.

Распространение: в России серпентиниты широко развиты на Кавказе, Урале, в Восточном Саяне, Туве и других регионах.

Практическое значение: Применяется в строительном деле для внутренней отделки общественных зданий и сооружений. В частности, при строительстве АЭС в некоторые элементы конструкций добавляется «серпентинитовая галька» (мелкодисперсные 0,5-2 см фракции), в качестве биологической защиты от ионизирующих излучений.



Рисунок 3.2 - Серпентинит

### Грейзен

Минеральный состав: образование грейзенов происходит при температуре около 600 % - 500°C. Химически процесс сложен, поэтому помимо главных минералов—мусковита, кварца, полевых шпатов—в грейзены входят и многие другие, в том числе рудные минералы.

Облик: белый до серого.

Структура: крупно-, средне-, мелко- или тонкозернистая.

Текстура: полосчатая, реже массивная.

Залегание: оторочки возле высокотемпературных кварцевых и полевошпато-кварцевых жил с кассiterитом, вольфрамитом, молибденитом, бериллом и т.п. Встречаются также площадные грейзены в участках концентрации многочисленных кварцевых жил и прожилков (штокверках) в верхних и приконтактовых зонах гранитных массивов и в примыкающих к ним песчано-глинистых породах.

Распространение: грейзены встречаются во многих районах Северной Евразии (Забайкалье, Восточная Сибирь, Казахстан и др.), но всюду имеют узколокальное развитие.

Практическое значение: Грейзенизация сопровождает образование месторождений вольфрама, бериллия, молибдена (грейзены с мусковитом, отчасти топазом и большим количеством флюорита), олова, tantalа (грейзены с литиевыми слюдами и топазом). Поэтому грейзены являются одним из ведущих поисковых признаков на редкометальные месторождения (рисунок 3.3)



Рисунок 3.3 - Грейзен

### **Березиты**

Минеральный состав: образуются подобно грейзенам, но при более низких температурах и ином составе парообразных компонентов (рисунок 3.4).

Облик: белый или желтовато-белого цвета.

Структура: микрокристаллическая.

Текстура: массивная однородная.

Залегание: Слагает приконтактовые зоны (зальбанды) кварцевых жил.

Распространение: на Урале (район Березовского месторождения близ Екатеринбурга), на Кавказе (Садон), в Вост. Забайкалье (Кличка), в Средней Азии (Карамазор) и т.д.

Практическое значение: Указывает на близость рудных кварцевых жил; важный поисковый признак на золото, полиметаллы и т.п. Нередко сами березиты являются золотоносными.



Рисунок 3.4 – Березит

### **Филлит**

Минеральный состав: основа серицит, хлорит, кварц, часто карбонаты (кальцит, доломит), графит (углистые частицы), магнетит, гематит, пирит, иногда альбит, эпидот, турмалин. Многие из перечисленных минералов невооруженным глазом обычно неразличимы. Таким образом, филлиты представляют собой тонкозернистые кварцево-серицитовые, кварцево-хлоритовые, кварцево-серицито-хлорито-карбонатные метаморфические сланцы (рисунок 3.5).

Облик: в основном серый, переходящий в зелёный и чёрный.

Структура: тонко- и мелкозернистая, обычно скрыто чешуйчатая.

Текстура: массивная.

Залегание: филлиты и близкие к ним сланцы слагают толщи многокилометровой мощности, а также встречаются в щитах.

Распространение: Они часто встречаются в комплексах регионального метаморфизма - в щитах древних платформ (Бретань, Восточно-Сибирская плита) и в их складчатом обрамлении (Енисейский кряж, Саяны). Распространены филлиты и в современных складчатых сооружениях (Урал, Аппалачи).

Практическое значение: В основном в филлитах находятся месторождения золота (Сухой лог, Хомстейк, Кумтор и т.д.). Также в филлитах могут локализоваться месторождения графита (Чешский массив), исландского шпата (Кемкольский массив), титана (Ярегское месторождение).



Рисунок 3.5 - Филлит

### **Амфиболит**

Минеральный состав: главными минералами, которых являются полевые шпаты и роговая обманка. Часто встречаются эпидот-плагиоклазовые амфиболиты, гранатовые, ставролитовые и реже кианитовые их разности. Нередко в случае высокой температуры наряду с роговой обманкой развивается пироксен диопсидового ряда. Иногда встречаются также биотит и хлорит (рисунок 3.6).

Облик: тёмный (серовато-зелёный до чёрного); при равномерном распределении плагиоклаза и роговой обманки – пёстрый.

Структура: полнокристаллическая, среднезернистая; гранобластовая, нематобластовая.

Текстура: массивная или сланцеватая.

Залегание: Пара амфиболиты залегают в виде выдержаных по простирианию слоев, чередуясь с кварцитами, кристаллическими известняками, метаморфизованными конгломератами и другими явно первоначально осадочными породами.

Распространение: широко распространённая горная порода, приуроченная к зонам складчатости от древних, представленных докембрийскими щитами (Алданский, Балтийский, Украинский и другие), до современных (Альпы).

Практическое значение: Местный строительный материал (сырьё на щебень). Поделочные и облицовочные камни (особенно чёрные разновидности амфиболита). Каменное литьё (из амфиболитов Приазовья).



Рисунок 3.6 - Амфиболит

## **Роговики**

Минеральный состав: состоит из кварца, слюд, полевых шпатов, граната, андалузита, силлиманита, реже пироксена, амфибала и других минералов.

Облик: серый, белый, желтоватый, зеленый, черный (рисунок 3.7).

Структура: микрогранобластовая, гранобластовая, пойкилобластовая, фибробластовая, порфиробластовая.

Текстура: массивная, иногда со следами слоистости, либо пятнистая.

Залегание: Порода образуется на контакте магматической массы интрузивного тела с вмещающими различными горными породами. При этом исходная порода переплавляется, образуются метаморфические минералы - андалузит, кордиерит, гранат и слюды.

Различаются фации роговиков в зависимости от удаления от интрузивного тела и, как следствие, падения температуры: андалузит-биотитовая, магнетит-кордиеритовая, гиперстен-кордиеритовая и санидиновая.

Распространение: вследствие привязанности к плутоническим интрузиям, роговики залегают близ плутонических пород. Значительные залежи роговиков есть на территории Канады, США, России, ЮАР, Норвегии и Швеции.

Практическое значение: Полосчатые и пейзажные роговики используются как поделочные камни (Кумуштак, Кривой рог, Змеиногорское). Корундовые разности роговиков иногда являются высококачественными шлифовальными камнями (Наксос, Честер), но в настоящее время уже почти полностью вытеснены искусственными корундами.



Рисунок 3.7 - Роговик

### Лиственит

Минеральный состав: состоит из кварца, карбоната (анкерита, брейнерита), хромовой слюдки (фуксита) и пирита; встречаются также турмалин, рутил, сфен, актинолит, хлорит, тальк, серпентин и хромит (последние три минерала - явно реликтовые от серпентинитов, подвергавшихся лиственитизации).

Облик: зеленый или желтовато-зеленый (рисунок 3.8).

Структура: равномерно, мелкозернистая.

Текстура: массивная или пятнистая.

Залегание: встречается в окологильных зонах, сопровождающих золоторудные кварцевые жилы в серпентинитах; часто ассоциирует с тальково-карбонатными породами.

Распространение: Урал (Березовское месторождение близ Екатеринбурга, район Миасса), Сев. Кавказ, Алтай, Бурятия и другие провинции развития ультраосновных пород

Практическое значение: Часто сопровождает среднетемпературные золоторудные кварцевые жилы в серпентинитах и некоторые ртутные месторождения.



Рисунок 3.8 – Лиственит

## **Кварцит**

Минеральный состав: Порода в основном состоит из кварца; возможные минералы-примеси: мелкочешуйчатый мусковит, биотит или хлорит, роговая обманка, гематит или магнетит, графит, мелкие кристаллы граната, иногда полевой шпат, редко – дистен или силлиманит и др.

Облик: светло-серый или серый (рисунок 3.9).

Структура: псаммитовая, гранобластовая.

Текстура: слоистая.

Залегание: в виде слоев различной, иногда значительной мощности, чередуясь с кристаллическими сланцами и гнейсами.

Распространение: Карелия, Урал, Вост. Сибирь.

Практическое значение: Кварцит применяется в незначительном количестве

как строительный камень и как кислотоупорный материал; главное же применение он находит в качестве сырья для производства кислого огнеупорного кирпича - динаса.



Рисунок 3.9 – Кварцит

### **Мрамор**

Минеральный состав: состоит из кальцита или доломита, а также минералы кварца, графит, различные слюды (рисунок 3.10).

Облик: белый, серый, зеленоватый.

Структура: кристаллически-зернистая.

Текстура: массивная.

Залегание: в виде слоев, деформированных в сложные складки.

Распространение: месторождения известны на Урале (Нижнетагильское), в Хакасии и на Дальнем Востоке (Биранское).

Практическое значение: облицовочный и декоративный материал.



Рисунок 3.10 - Мрамор

### **Кристаллический сланец**

Минеральный состав: Слюды, гранаты, хлорит, графит, кварц, полевые шпаты, парагонит и др.

Облик: в основном серый (рисунок 3.11).

Структура: полнокристаллическая.

Текстура: однородная, сланцеватая.

Залегание: слоями, причем часто переслаиваются различные кристаллические сланцы и гнейсы.

Распространение: Обширные поля кристаллических сланцев известны в Карелии, в Вост. Саяне (бассейн р. Бирюсы)

Практическое значение: Сланцы, содержащие силлиманит и дистен, используются как высокоглиноземистое, а богатые рутилом породы - как титановое сырье



Рисунок 3.11 – Кристаллический сланец

### **Катаизлит**

Минеральный состав: в основном соответствует составу исходных пород с некоторыми изменениями: по тончайшим трещинкам в темноцветных минералах (биотите, роговой обманке, пироксенах и др.)

Облик: серый (рисунок 3.12).

Структура: катаизтическая.

Залегание: слагает краевые зоны крупных разломов земной коры.

Распространение:

Практическое значение: нередко содержит рудные компоненты.



Рисунок 3.12 – Катализит

### **Милонит**

Минеральный состав: биотит, роговая обманка, пироксен и др.)

Облик: темный (рисунок 3.13)

Структура: мелкозернистая.

Текстура: линзовидная.

Залегание: вследствие интенсивного сдавливания горных пород и перетирания их в процессе перемещения многокилометровых блоков горных пород вдоль разлома.

Распространение: Обширные зоны развития милонитов находятся в Вост. Казахстане (верховья р. Иртыша — Иртышская зона смятия), на юге Енисейского кряжа.



Рисунок 3.13 - Милонит

### 3.6 Текстуры метаморфических пород

Главнейшими типами метаморфических текстур нужно считать массивную, пятнистую, полосчатую, сланцеватую и очковую.

Массивная текстура метаморфической породы характеризуется теми же особенностями, что и массивная текстура изверженных пород. В горной породе с массивной текстурой должно быть беспорядочное расположение зерен и равномерное распределение различных минералов (рисунок 3.14).



Рисунок 3.14 - Массивна текстура (Эклогит)

Пятнистая текстура характеризуется неравномерным распределением в горной породе различных минералов, в том случае, когда некоторые минералы образуют скопления ( пятна) неправильной формы (рисунок 3.15).



Рисунок 3.15 - Пятнистые чарнокиты

Полосчатая или слоистая текстура тоже характеризуются неравномерным распределением минералов в горной породе, но в этом случае отдельные минералы концентрируются в более или менее определенных достаточно выдержаных в пространстве слоях (рисунок 3.16).



Рисунок 3.16 - Кварцит железистый (джеспилит)

Сланцеватые текстуры метаморфических пород вообще довольно разнообразны. Все они характеризуются тем, что в горной породе имеет место определённая ориентированность зерен, т.е. так называемая кристаллизационная сланцеватость (рисунок 3.17).



Рисунок 3.17 - Сланец

Очковая текстура – на фоне сланцеватой и волокнистой массы четко выделяются округлые или овальные крупные отдельные кристаллы одного или нескольких минералов или участки горной породы («очки»), сохранившиеся от перекристаллизации, отличающиеся по составу и структуре от основной массы (рисунок 3.18).



Рисунок 3.18 - Очковый гнейс

### **3.7 Структуры метаморфических пород**

Структурой метаморфической породы называются особенности ее строения, обусловленные размерами, формой и взаимоотношениями составных частей, т.е. теми же признаками, что и структуры магматических пород.

Новообразованные структуры в зависимости от своего происхождения подразделяются на две большие группы: кристаллобластовые и катакластические.

Кристаллобластовые структуры возникают в результате полной перекристаллизации исходных пород и обусловлены ростом минеральных индивидов.

При характеристике структур по этому признаку следует различать абсолютные и относительные размеры минеральных зерен, слагающих породу. По абсолютным размерам составных частей различают следующие разновидности структур:

- 1) грубозернистые (средний размер зерен более 10 мм);
- 2) крупнозернистые (5–10 мм);
- 3) среднезернистые (2–5 мм);
- 4) мелкозернистые (1–2 мм);
- 5) тонкозернистые (менее 1 мм).

При этом следует иметь в виду, что приведенные размеры минеральных зерен для различных разновидностей структур не являются общепризнанными и поэтому при описании метаморфических пород, кроме названия структуры по величине составных частей следует указывать средний размер зерен в миллиметрах.

По относительным размерам составных частей среди метаморфических структур выделяются:

- 1) равномернозернистые (гомеобластовые);
- 2) неравномернозернистые (гетеробластовые) структуры.

Равномернозернистые (гомеобластовые) структуры характеризуются тем, что зерна, слагающие породу, имеют близкие размеры, укладывающиеся в один класс размерности, например, тонкозернистый.

Гетеробластовая (от греч. хэтерос – другой, иной) - неравномернозернистая. Порфиробластовая - крайний случай гетеробластовой структуры, когда размер отдельных кристаллов во много раз превышает кристаллы основной массы (рисунок 3.19).

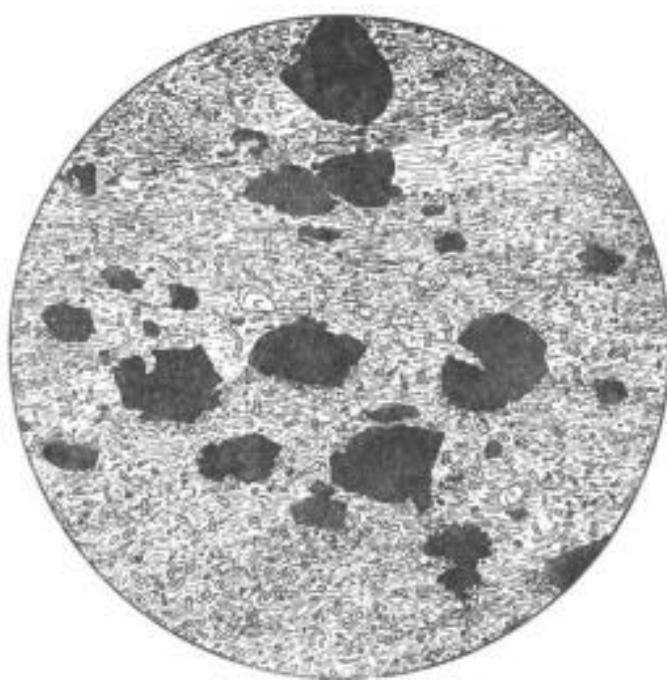


Рисунок 3.19 – Порфиробластовая структура

Нематобластовые структуры отличаются преобладанием в породе минеральных зерен столбчатой формы (рисунок 3.20).

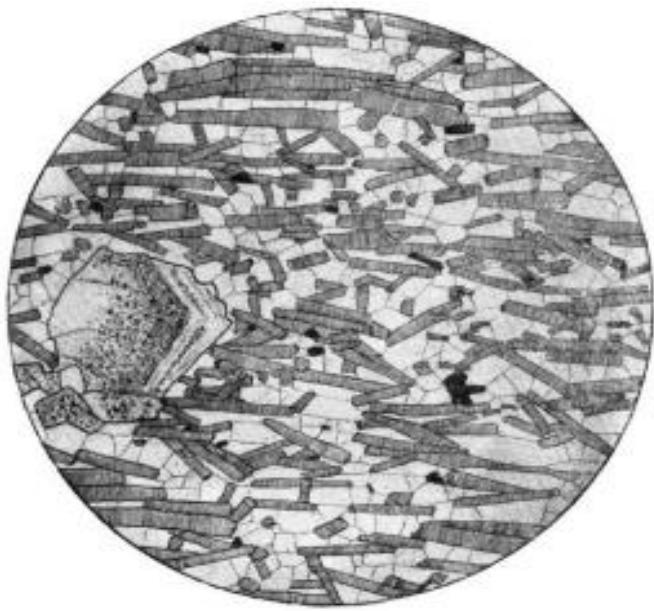


Рисунок 3.20 - Неметаллобластовая структура

Лепидобластовая структура характеризуется преобладанием листоватых минералов (слюда, хлорит). Очень часто две структуры встречаются совместно и тогда общую структуру породы следует назвать как гранолепидобластовой или лепидогранобластовоц в зависимости от того, какая форма преобладает (рисунок 3.21)

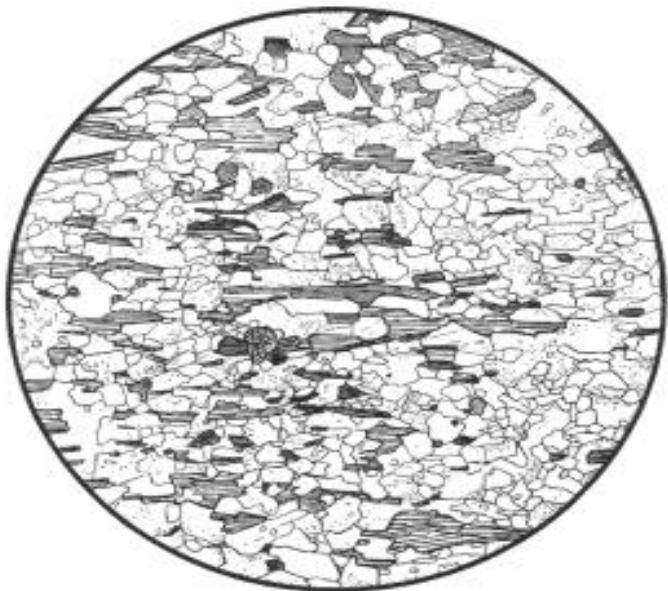


Рисунок 3.21 – Лепидобластовая структура

**Фиброластовая структура** - [fibra - волокно] - структура метаморфических пород, обусловленная развитием тонковолокнистых минералов, имеющих то параллельное, то спутано-волокнистое строение (рисунок 3.22).



Рисунок 3.22 – Фиброластовая структура

Гранобластовые структуры характеризуются преобладанием в породе субизометричных минеральных зерен, часто с извилистыми очертаниями. Относительный идиоморфизм минералов отсутствует и по своему рисунку гранобластовая структура напоминает аллотриоморфнозернистую и панидиоморфнозернистую структуры магматических пород. Среди гранобластовых структур выделяют несколько разновидностей (рисунок 3.23).

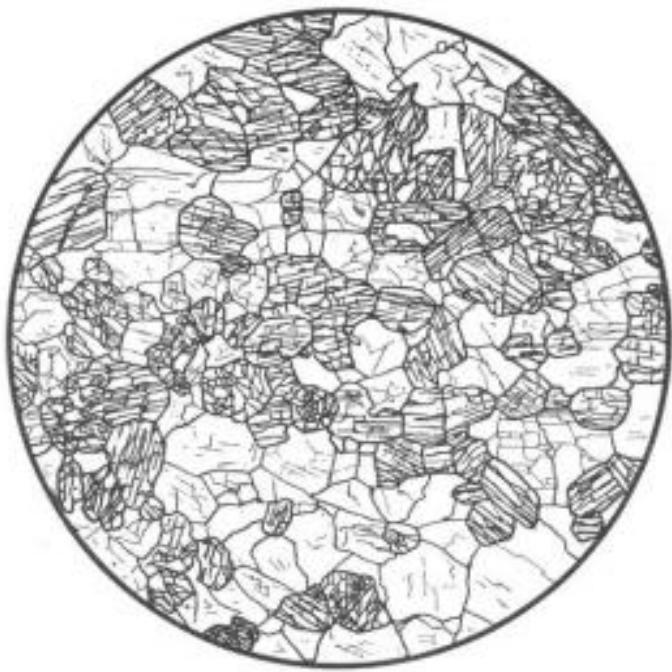


Рисунок 3.23 – Гранобластовая

Катастические структуры типичны для начальных этапов дробления пород и характеризуются деформациями отдельных минералов, а порода, в целом, остается монолитной

Милонитовые структуры характерны для слоистых пород с параллельной текстурой, претерпевших интенсивное дробление в результате сильного механического воздействия. Они сложены тонкоперетертым материалом и имеют монолитный, роговиковоподобный облик. От роговиков отличаются наличием параллельных текстур и директивным расположением минералов.

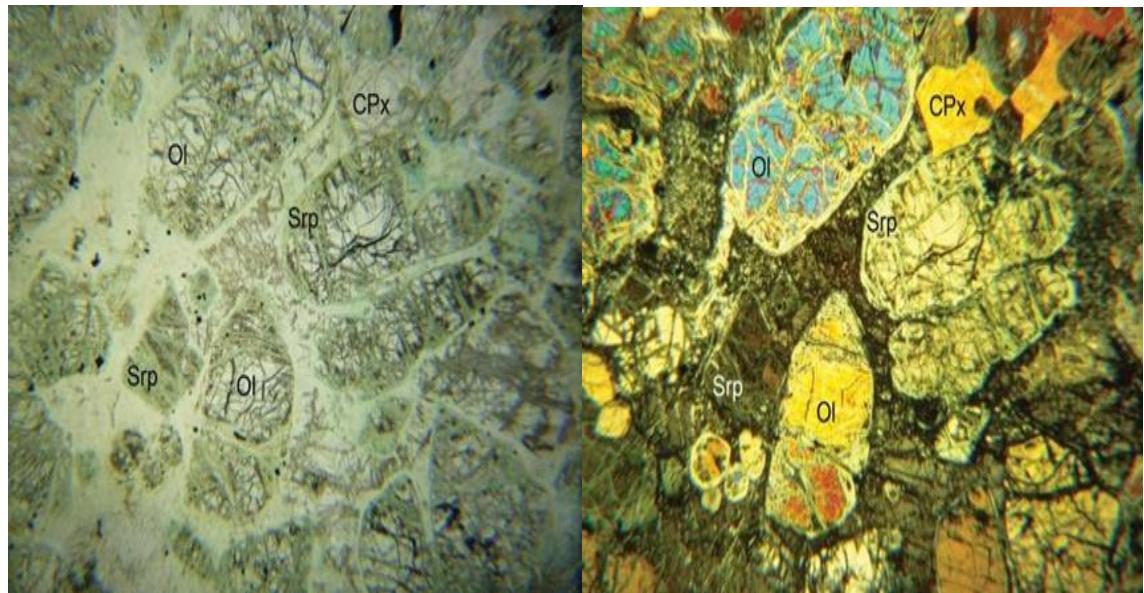
## **Список использованных источников**

1. Дмитриев, С.Д. Основы петрографии, /С.Д.Дмитриев. – Якутск: Изд-во «ЯГУ». - 2006. - 303 с.
2. Маракушев, А.А, Фации метаморфизма / А.А. Маракушев, Н.Л. Добрецов. – М.: Наука, 1970.- 432 с.
- 3.Половинкина, Ю.И. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород / Ю.И. Половинкина. – М.: Недра, 2006. – Ч.1 – 240 с; Ч.2 - 424 с.
4. Добрецов, Н.Л., Фации метаморфизма / Н.: 1970.
5. Добрецов, Н.Л., Теоретические основы метаморфизма / Н.Л.Добрецов, В.С. Соболев. – Новосибирск: НГУ, 1974.
6. Добрецов, Н.Л., Метаморфические фации и формации / Н.Л. Добрецов, В.С. Соболев, Е.Н. Ушакова. - Новосибирск: НГУ, 1980.
7. Лепезин, Г.Г. Петрологические основы изучения и картирования метаморфических комплексов складчатых областей. / Г.Г. Лепезин. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2002.
8. Мейсон, Р. Петрология метаморфических пород / Р. Мейсон. - М.: Мир, 1981.
9. Bucher K., Martin F. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag, 1994.
10. Миловский, А.В. Минералогия и петрография: учебник для техникумов / А.В. Миловский. – М: Недра, 1985.
11. Петрохимический анализ магматических горных пород: учеб. пособие / В. С. Дубинин; М-во образования и науки Рос. Федерации, Федер. агентство по образованию, Гос. образоват. учреждение высш. проф. образования "Оренбург. гос. ун-т", ОГУ, 2008. - 154 с.
12. Даминова, А.М. Породообразующие минералы / А.М Даминова.-М.: Высшая школа, 1974. - Режим доступа: <http://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-petrograficheskoe-issledovanie-magmaticeskikh-gornyh-porod.pdf>

13. Шур, М.Ю. Петрография: Руководство к практическим занятиям / М.Д. Шур - М.: Изд-во МГУ, 2005.- 99 с. Режим доступа: <http://wiki.web.ru/images/5/5d/ShurMYu.pdf>
14. Маракушев, А.А. Петрография / А.А. Маракушев. - М.: Изд-во МГУ, 1993. –320 с.
15. Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород: Учебник / М.А. Афанасьева, Н.Ю. Бардина, О.А. Богатиков и др.; Под ред. В.С. Попова и О.А. Богатикова. – М.: Логос, 2001. – 768 с.
16. Марин, Ю.Б. Петрография : учебник / Ю. Б. Марин ; М-во образования и науки Российской Федерации, Федеральное гос. бюджетное образовательное учреждение высш. проф. образования Нац. минерально-сырьевой ун-т "Горный". - 2-е изд., испр. - Санкт-Петербург : Нац. минерально-сырьевой ун-т "Горный", 2015. – 408 с.: ISBN 978-5-94211-742-9 Режим доступа: <https://search.rsl.ru/ru/record/01008128107>
17. Богатиков, О.А. Классификация и номенклатура магматических горных пород / О.А. Богатиков, В.И. Гоньшакова, С.В. Ефремова. – М.: Недра, 1981. – 160 с.

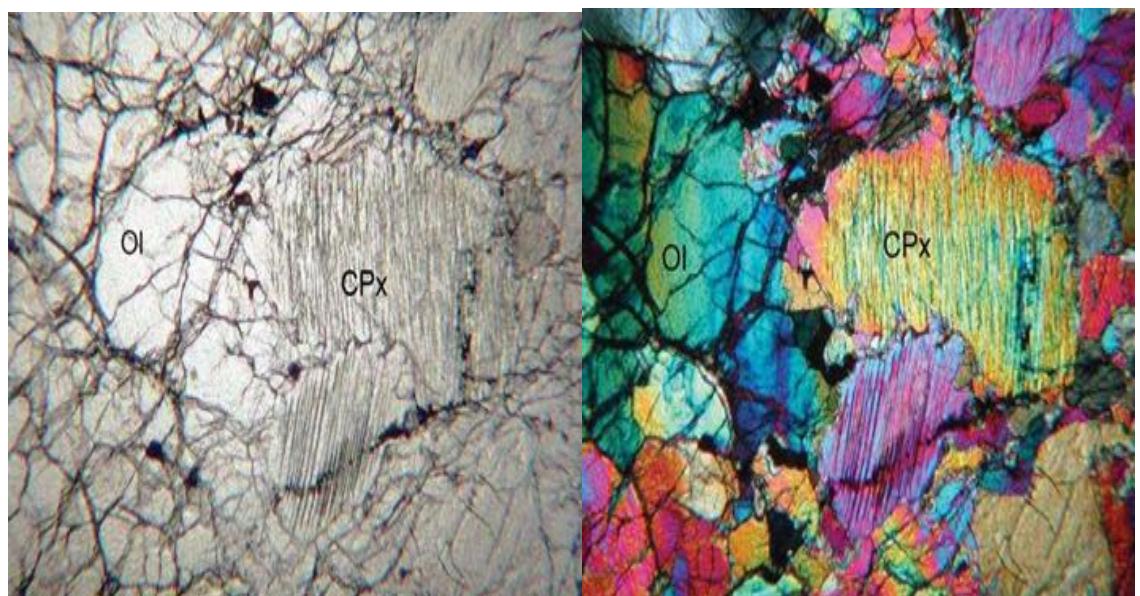
## Приложение А (Рекомендуемое)

### Шлифы



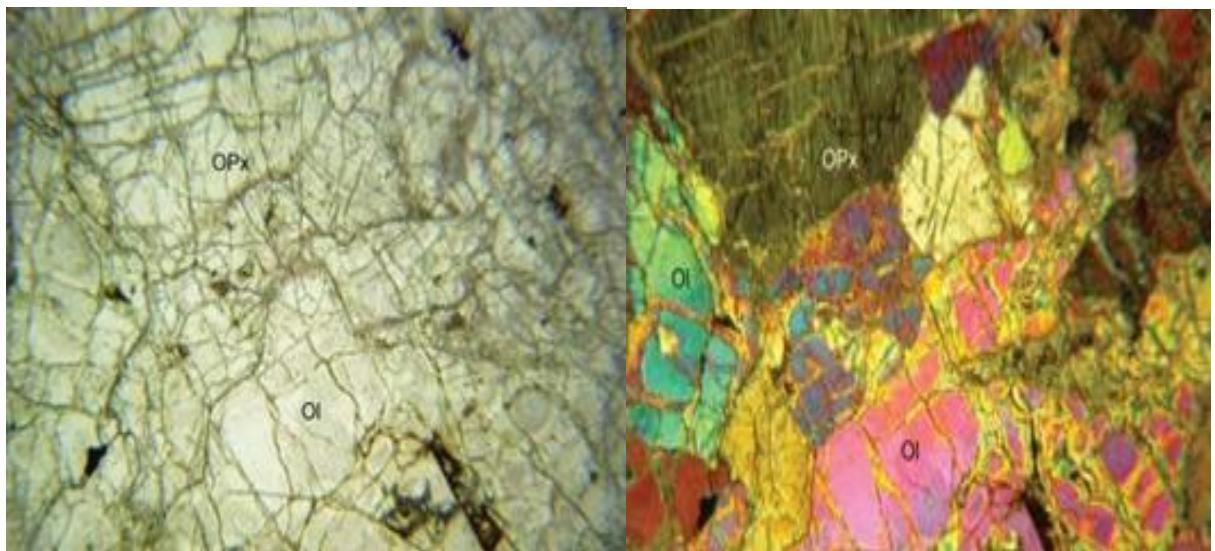
Оливин (Ol) резко идиоморфен по отношению к клинопироксену (CPx). По оливину отмечаются псевдоморфозы серпентина (Srp) с выделениями рудного вещества.

Рисунок А.1 - Оливинит



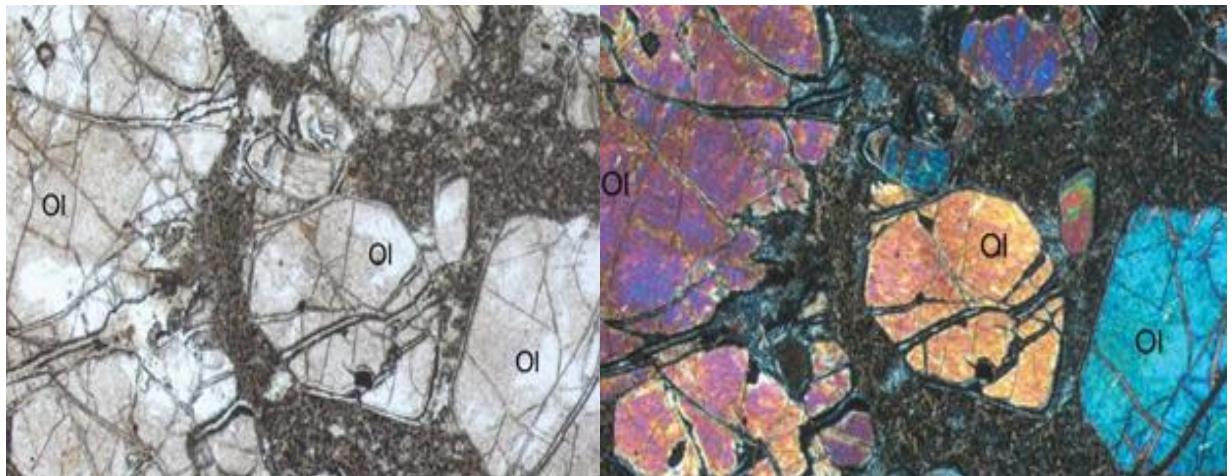
Порода состоит из оливина (Ol) и клинопироксена (CPx). Зерна оливина (Ol) разбиты тонкими трещинками, по которым развивается серпентин и мелкозернистый магнетит. Структура панидиоморфнозернистая, петельчатая.

Рисунок А.2 - Верлит



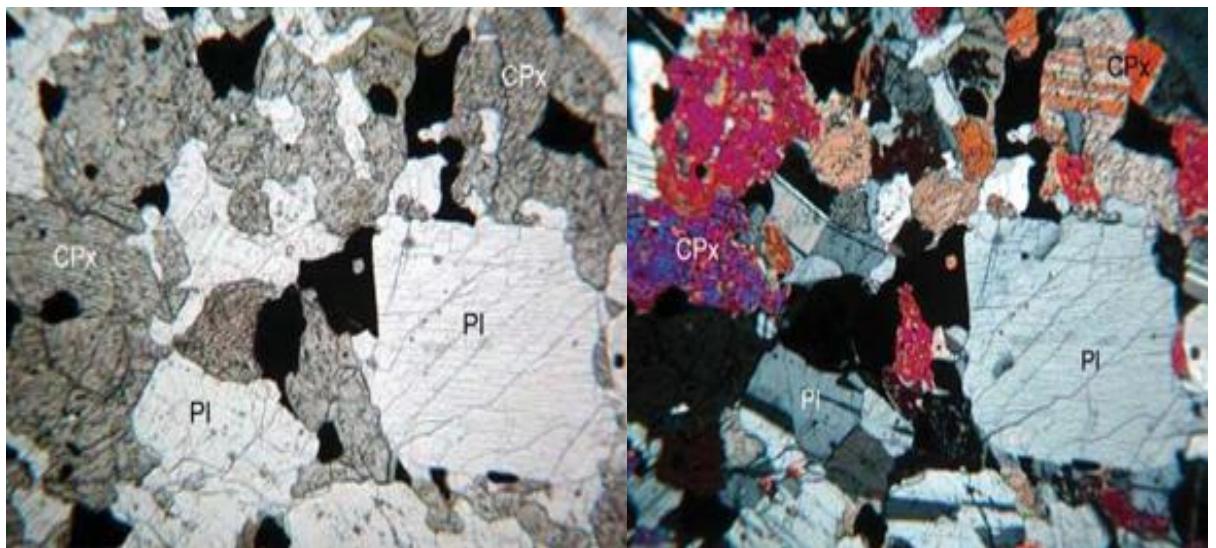
С гипидиоморфнозернистой структурой. В составе породы – ромбический пироксен (OPx) и оливин (Ol), замещаемый по прожилкам серпентином.

Рисунок А.3 – Гарцбургит



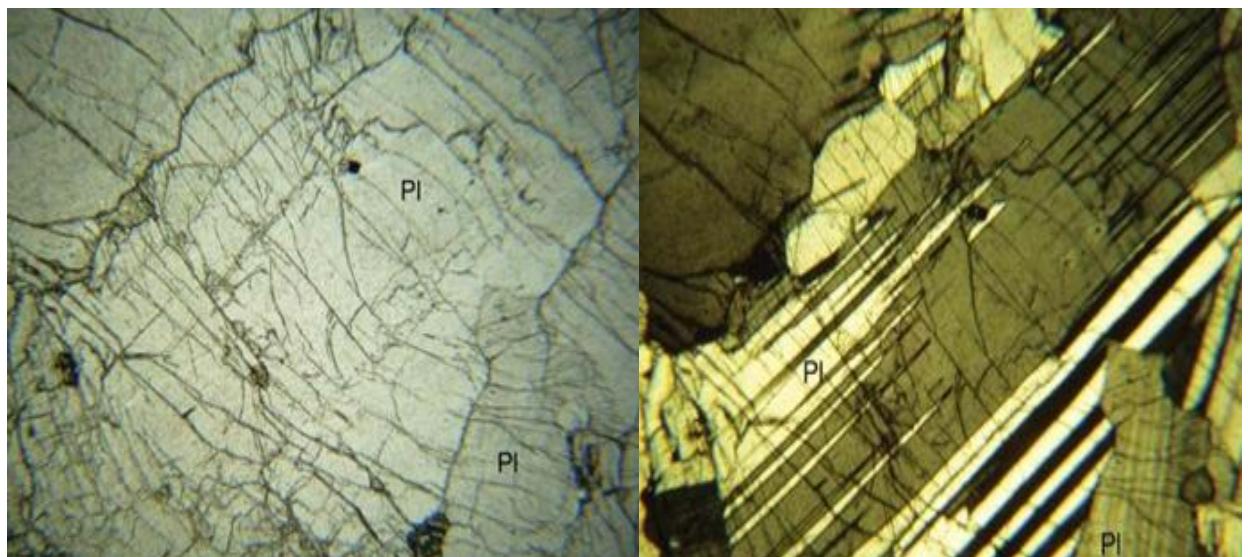
Порфировые вкрапленники представлены гипидиоморфными трещиноватыми зернами оливина (Ol). Основная масса сложена вулканическим стеклом, частично серпентинизированным.

Рисунок А.4 - Меймечит с порфировой структурой



Сложено крупными таблитчатыми зернами основного плалиоклаза (Pl), клинопироксена (CPx) и зерен магнетита (черное). Плалиоклаз идиоморфен по отношению к клинопироксену, располагающемуся вместе с магнетитом в интерстициях зерен плалиоклаза. Структура габброоидовая.

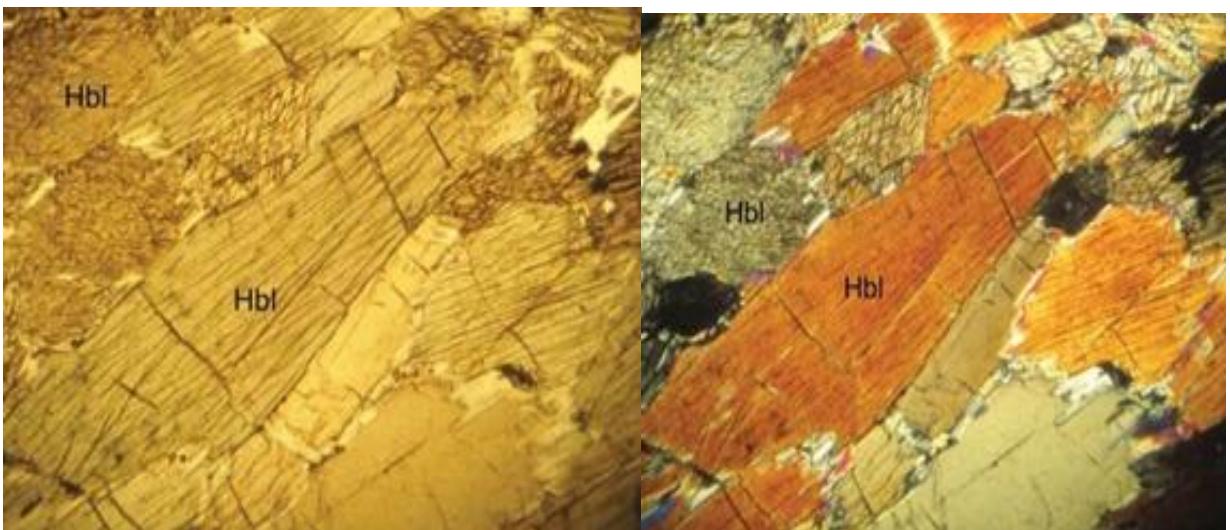
Рисунок А.5 – Габбро



Мономинеральная порода, состоящая из зерен основного плалиоклаза.

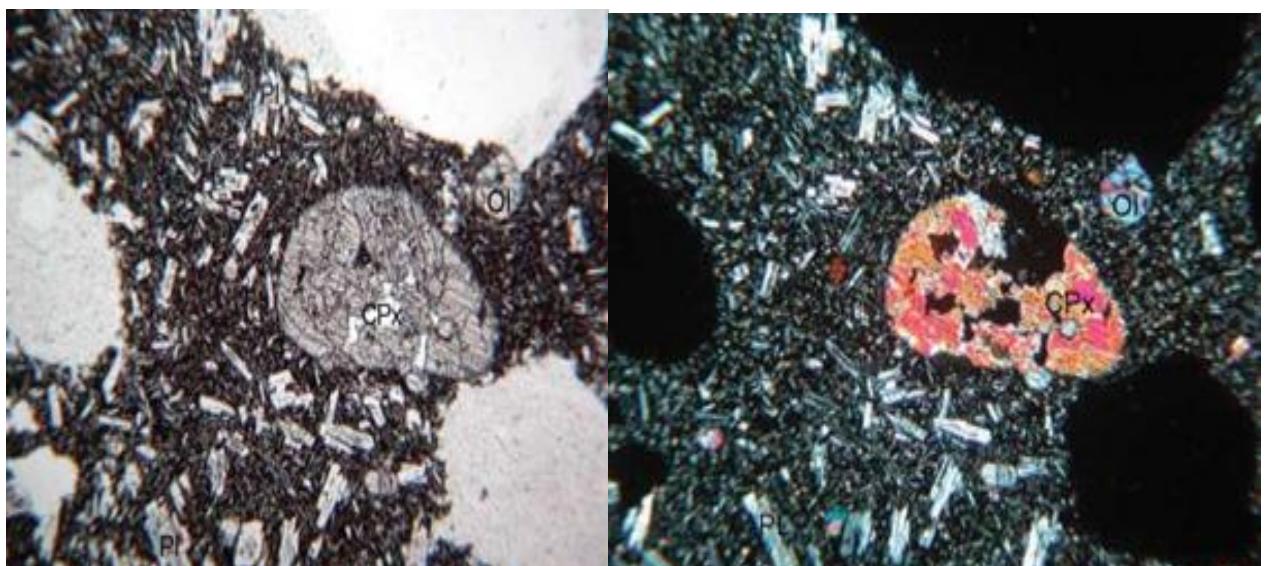
Структура панидиоморфозернистая.

Рисунок А.6 - Анортозит



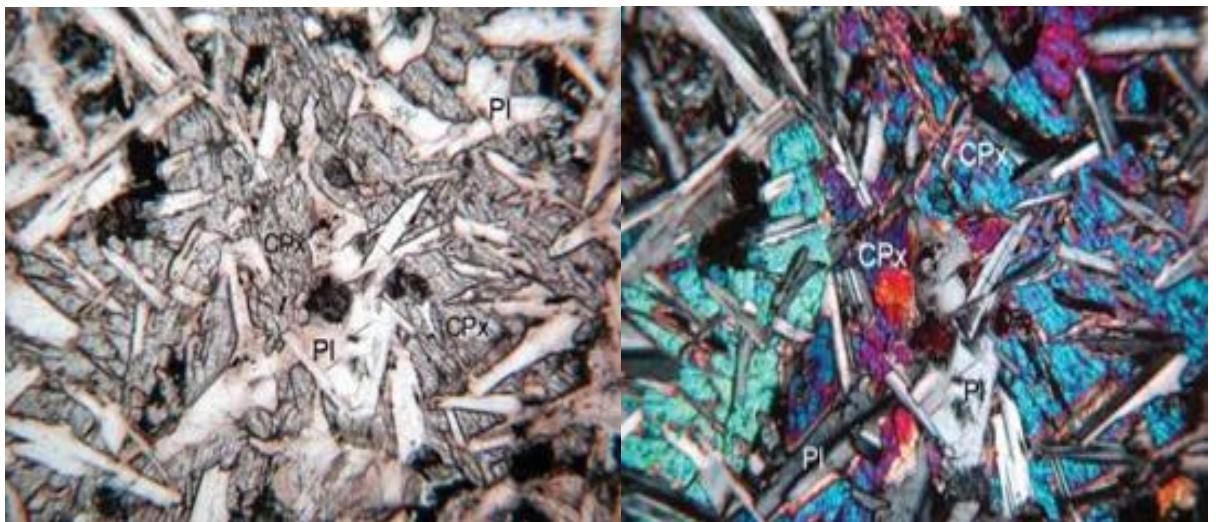
Горнблендит. Мономинеральная порода, сложенная широкими призматическими кристаллами бурой роговой обманки (Hbl).

Рисунок А.7 - Горнблендит



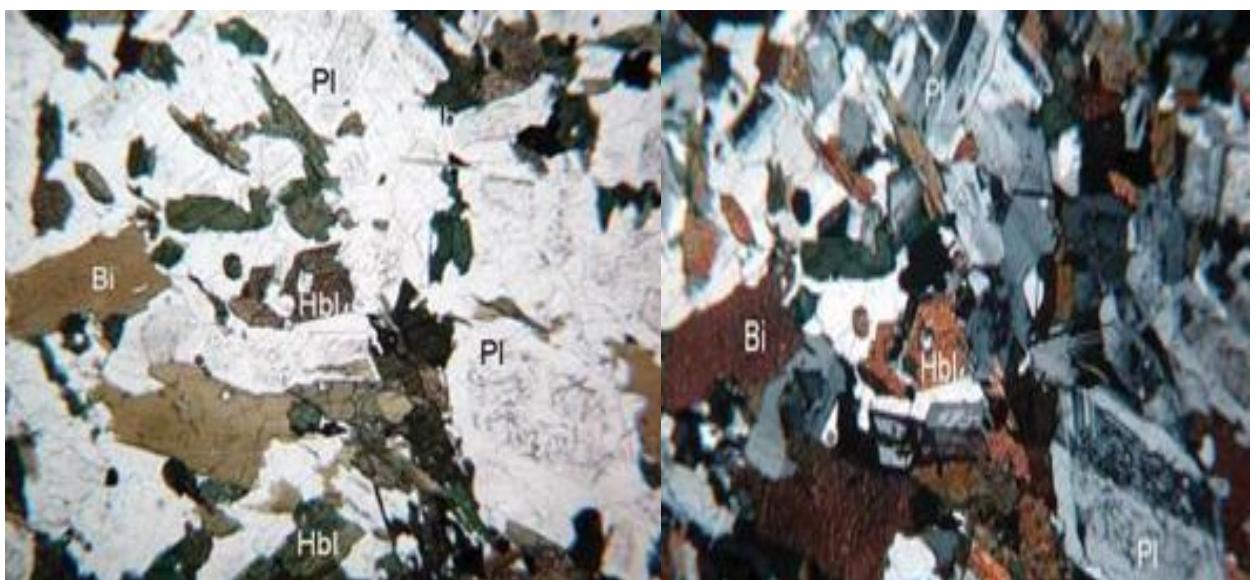
В фенокристаллах зерна клинопироксена авгита – (CPx) и оливина. Структура порфировая. Основная масса интерсерtalльная с элементами микролитов и лейсты плагиоклаза (Pl) беспорядочно ориентированы и образуют густую сеть. В интерстициях микролитов плагиоклаза выделяются мелкие зерна оливина. В породе отмечаются пустоты (черное).

Рисунок А.8 - Базальт



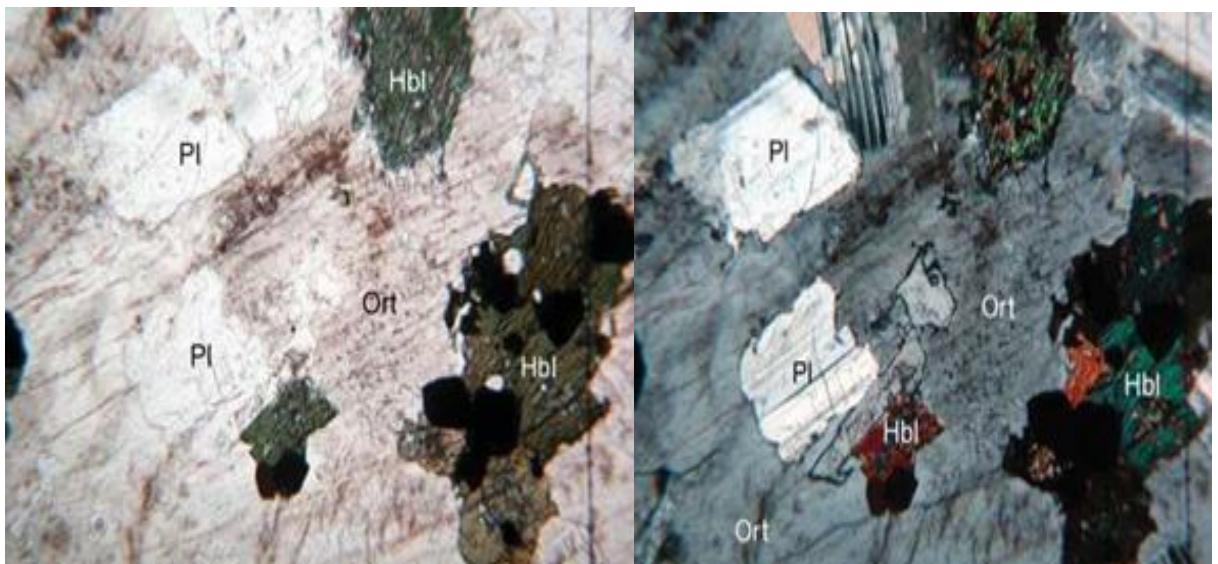
Структура пойкилофитовая. Идиоморфные призматические зерна основного плагиоклаза (Pl) более мелкие, чем зерна клинопироксена (CPx), и находятся в них в виде многочисленных пойкилитовых включений.

Рисунок А.9 - Долерит



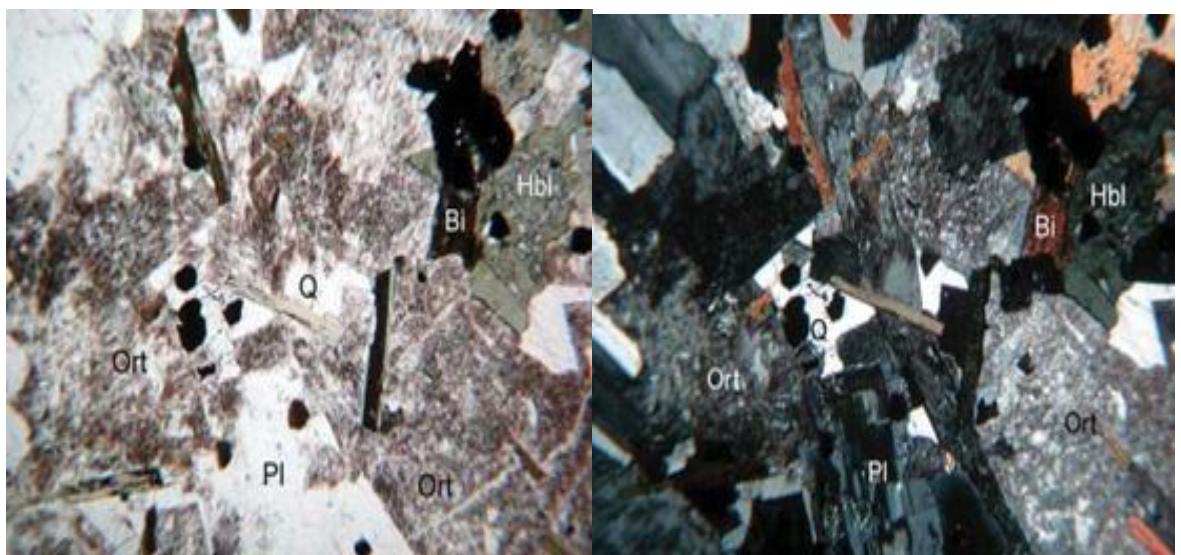
Структура диоритовая. Порода состоит из призматических зерен плагиоклаза средней основности – андезина (Pl), частично серицитизированного, зеленой роговой обманки (Hbl) и биотита (Bi).

Рисунок А.10 – Диорит – биотит - роговообманковый



Микроструктура породы монцонитовая, пойкилитовая. Идиоморфный плагиоклаз (Pl) и роговая обманка (Hbl) образуют включения в ксеноморфном ортоклазе (Ort). К амфиболу (Hbl) тяготеют скопления зерен рудного вещества.

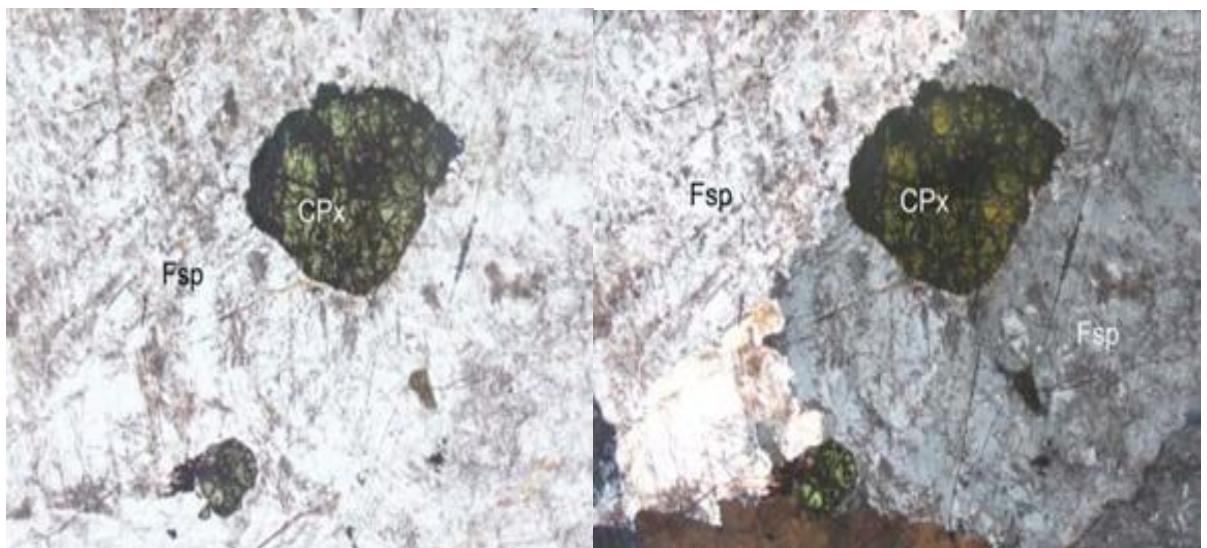
Рисунок А.11 – Монцонит



Микроструктура гипидиоморфнозернистая, обусловленная последовательностью идиоморфизма: темноцветы плагиоклаз калиевый полевой шпат кварц.

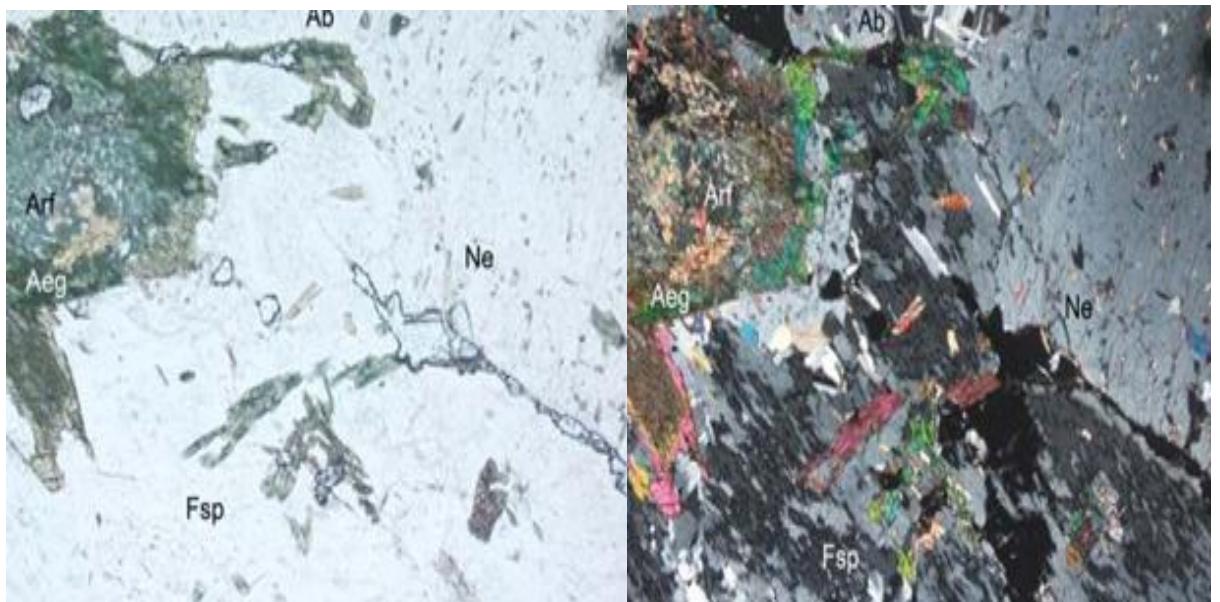
Порода сложена призматическими зернами роговой обманки (Hbl) и биотита (Bi), плагиоклаза (Pl), таблитчатыми и субизометричными зернами интенсивно пелитизированного ортоклаза (Ort) и ксеноморфными зернами кварца (Q). В породе отмечается вкрапленность черных субизометричных зерен магнетита.

Рисунок А.12 - Сиенит



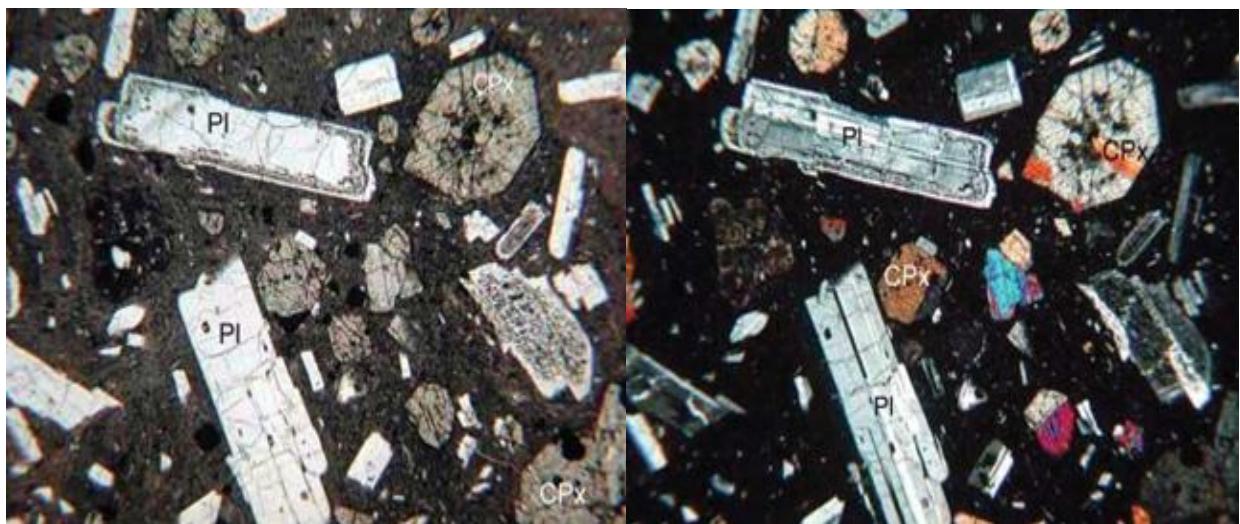
Структура гипидиоморфнозернистая. Порода сложена преимущественно крупными таблитчатыми пелитизированными зернами калиевого полевого шпата (*Fsp*) и редкими зелеными зернами клинопироксена эгиринаавгита (*CPx*).

Рисунок А.13 - Щелочная сиенит (пуласкит)



Структура гипидиоморфная. Порода сложена преимущественно крупными зернами калиевого полевого шпата (*Fsp*) с пертитовым строением и нефелина (*Ne*). Крупные зерна темноцветных минералов в центральной части сложены арфведсонитом (*Arf*), а в краевых – эгирином (*Aeg*), мелкие призматические индивиды представлены эгирином. Встречаются удлиненные сдвойниковые зерна альбита (*Ab*).

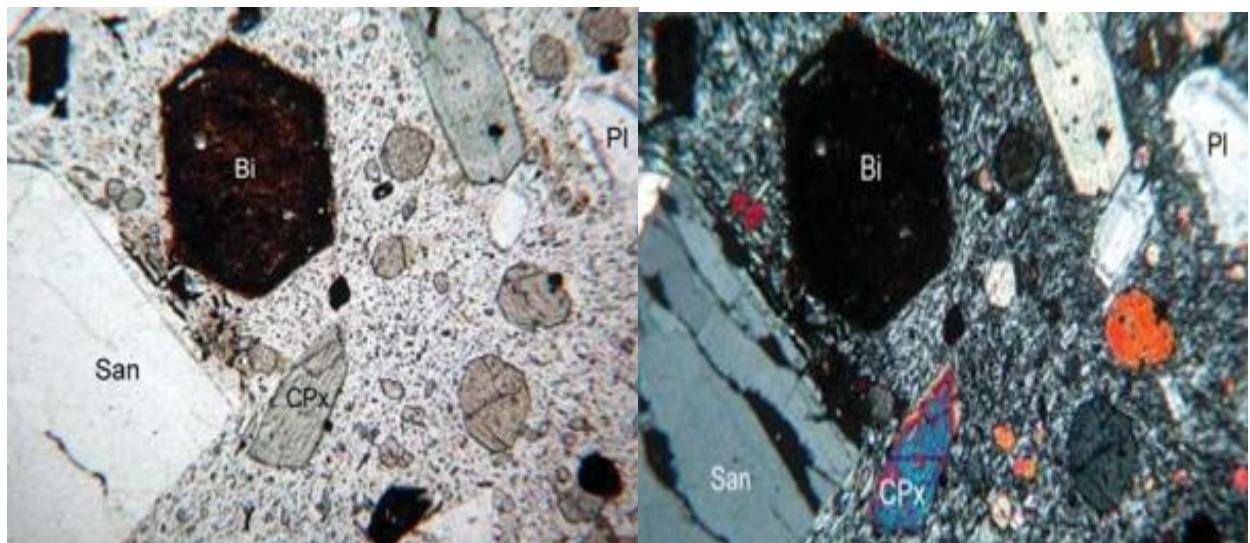
Рисунок А.14 - Нефелиновый сиенит



Микроструктура породы типична для андезитов – порфировая.

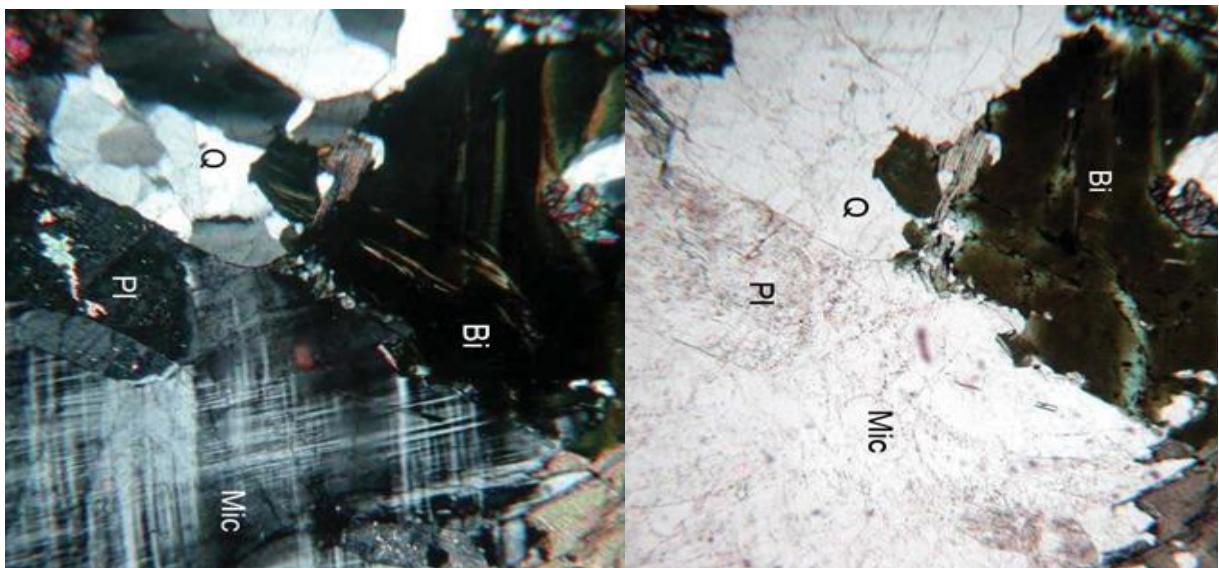
Фенокристаллы плагиоклаза (Pl) и клинопироксена (CPx) погружены в основную массу, представленную буроватым стеклом с мелкими микролитами плагиоклаза.

Рисунок А.15 - Андезит авгитовый



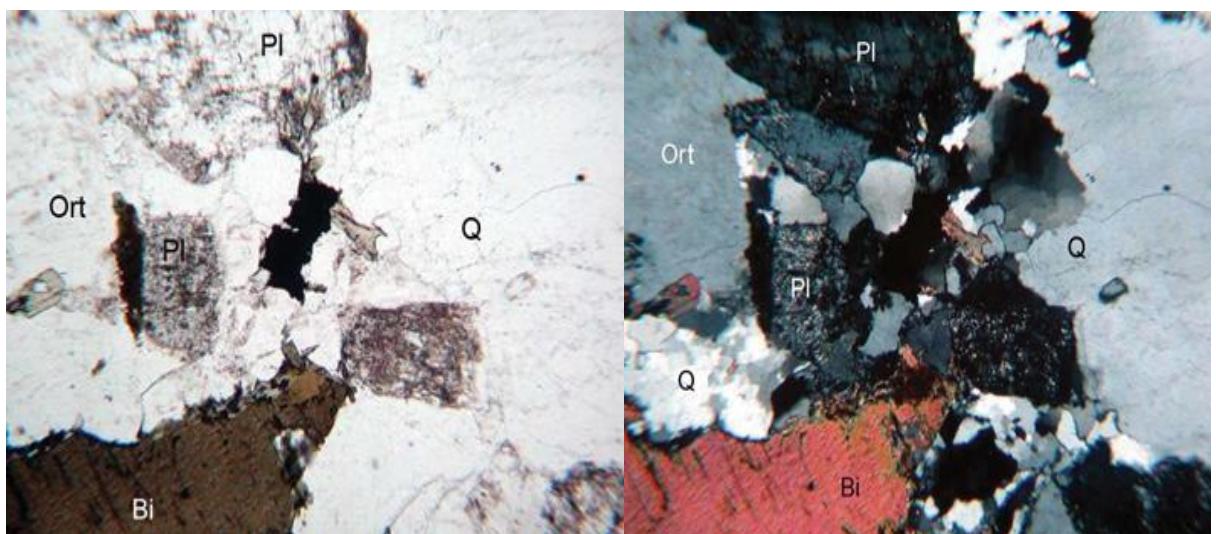
Структура порфировая, основная масса трахитовая (сложена мелкими лейстами калиевого полевого шпата). Крупные вкрапленники представлены идиоморфными индивидами санидина (San), зернами плагиоклаза (Pl), пироксена (CPx) и табличками биотита (Bt).

Рисунок А.16 – Трахит – биотит - пироксеновый



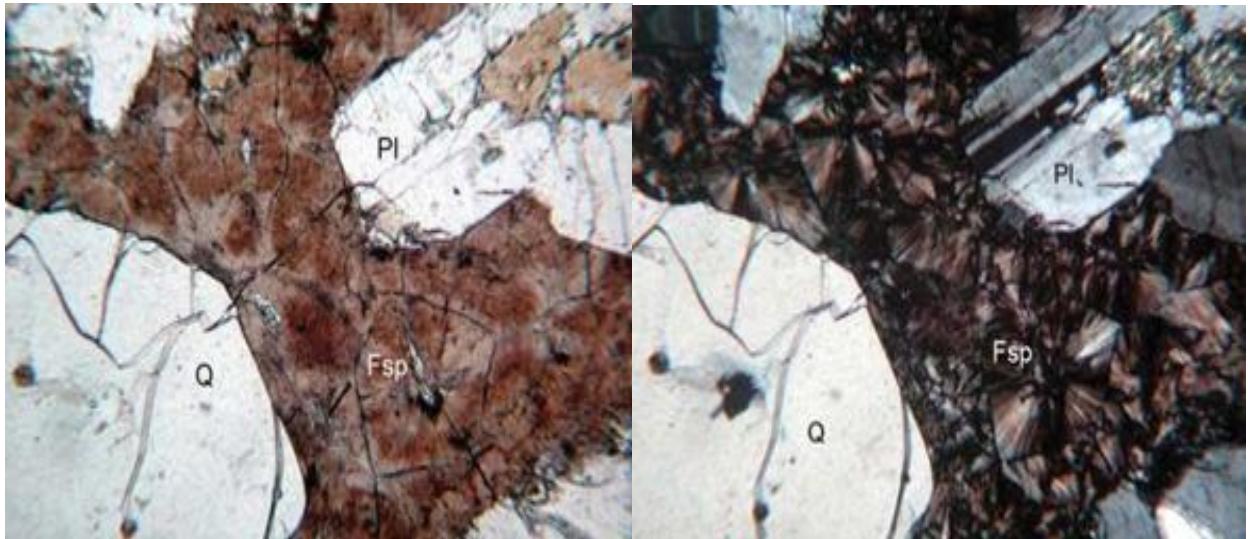
Структура гипидиоморфнозернистая, гранитовая, пойкилитовая. Биотит (Bi) и плагиоклаз (Pl) образуют относительно идиоморфные зерна. В крупных ксеноморфных зернах микроклина (Mic) наблюдаются пойкилитовые включения плагиоклаза. Наиболее ксеноморфным является кварц, выполняющий промежутки между другими минералами породы.

Рисунок А.17 - Гранит биотитовый



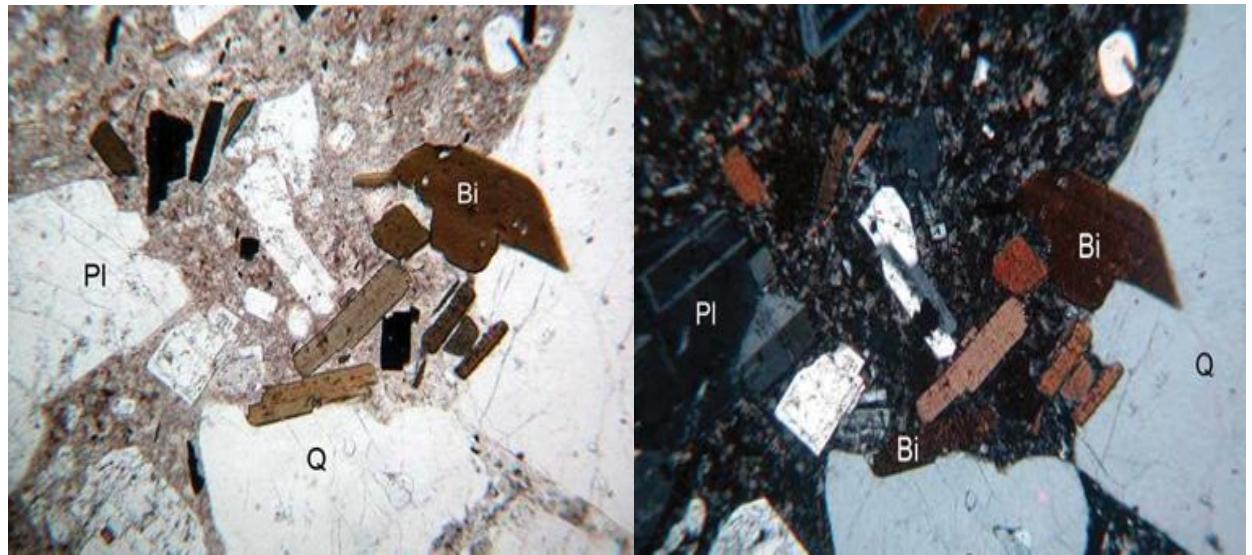
Гипидиоморфнозернистая, гранитовая структура. Крупные пластины биотита (Bi) и серицитизированного плагиоклаза (Pl) образуют относительно идиоморфные зерна по отношению к щелочному полевому шпату (Ort) и кварцу (Q).

Рисунок А.18 - Гранодиорит биотитовый



Структура порфировая, основная масса сферолитовая. В порфировых вкрапленниках кварц (Q) и плагиоклаз (Pl). Сферолиты калиевого полевого шпата радиальнолучистого строения перекристаллизованы и имеют секториальное погасание

Рисунок А.19 - Риолит



Структура порфировая, основная масса гиалиновая. В порфировых вкрапленниках кварц (Q), плагиоклаз (Pl) и биотит (Bi).

Рисунок А.20 - Дацит