

**Министерство науки и высшего образования  
Российской Федерации  
Национальный исследовательский  
Томский государственный университет  
Кафедра петрографии**

**А.И. Чернышов, П.А. Тишин, И.В. Вологодина**

**СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ  
МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ  
ГОРНЫХ ПОРОД**

**Учебное пособие**

Томск  
Издательский Дом Томского государственного университета  
2018

УДК 552.08  
ББК 26.31  
Ч49

- Ч49** **Чернышов А.И., Тишин П.А., Вологодина И.В.**  
Структуры и текстуры магматических и метаморфических горных пород : учеб. пособие. – Томск : Издательский Дом ТГУ, 2018. – 136 с.

**ISBN 978-5-94621-762-0**

В учебном пособии «Структуры и текстуры магматических и метаморфических горных пород» рассматриваются наиболее распространенные и характерные структуры и текстуры, отражающих особенности строения и условия формирования как магматических, так и метаморфических горных пород. Пособие сопровождается атласом цветных микрофотографий структур и текстур, позволяющие наглядно увидеть особенности строения пород.

Учебное пособие предназначено для студентов геологических специальностей университетов.

**УДК 552.08**  
**ББК 26.31**

Рецензент  
доктор геолого-минералогических наук *В.Г. Ворошилов*

ISBN 978-5-94621-762-0

© Томский государственный университет, 2018  
© Чернышов А.И., Тишин П.А., Вологодина И.В., 2018

## **ВВЕДЕНИЕ**

Учебное пособие «Структуры и текстуры магматических и метаморфических горных пород» предназначено для обеспечения необходимыми сведениями одноименного раздела профилирующего курса «Петрография магматических и метаморфических горных пород» по направлению «Геология». В пособии дается представление о характере структур и текстур, отражающих условия формирования различных по происхождению магматических и метаморфических горных пород.

Учебное пособие сопровождается атласом структур и текстур магматических и метаморфических горных пород. Атлас представляет собой наглядный материал в виде многочисленных цветных микрофотографий, которые отражающих специфические черты строения пород, определяющие название структур и текстур. Микрофотографии выполнены с использованием современного поляризационного микроскопа «Axioskop 40» фирмы «Zeiss», позволяющего получить высококачественные снимки.

Основной целью учебного пособия является знакомство студентов-геологов с наиболее распространенными структурами и текстурами магматических и метаморфических пород, их характерными признаками и происхождением.

# 1. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

## 1.1. Определение понятий

Структуры и текстуры магматических пород отражают особенности их строения. Они не только являются важнейшими диагностическими признаками горных пород, но и выражают условия их возникновения. В частности, эффузивные и интрузивные породы отчетливо различаются по структурным особенностям. По структурам нередко отчетливо различаются породы разного состава. Можно утверждать, что характер структур и текстур зависит от многих факторов: от термодинамических условий остывания расплавов, от химического состава магмы, от содержания в ней летучих компонентов.

В отечественной петрографической литературе термином «**структура**» обозначаются особенности строения горной породы, определяемые степенью кристалличности и размерами, формой и взаимоотношением составных частей.

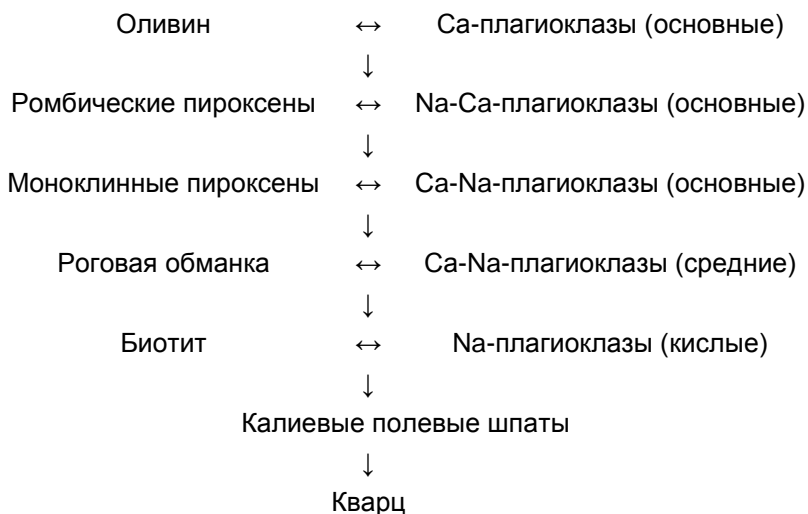
**Текстурой** называются особенности строения горной породы, определяемые взаиморасположением составных частей породы и способом заполнения ими пространства.

**Последовательность выделения минералов.** Рассмотрим некоторые закономерности последователь-

ности минералообразования в магматических породах, а также критерии, позволяющие эту последовательность установить, которая, в конечном итоге, определяет их структуру и текстуру.

Многие исследователи пытались установить универсальные закономерности последовательности выделения минералов по их взаимоотношениям между собой. Так, один из основоположников современной петрографии Г. Розенбуш в начале XX века сформулировал правило, которое вошло в литературу под названием правила Розенбуша. Согласно последнему, самыми ранними из магмы кристаллизуются акцессорные минералы, затем образуются породообразующие магнезиально-железистые силикаты (оливин, ромбические пироксены), позже выделяются известковисто-магнезиально-железистые (моноклинные пироксены, амфиболы), еще позже – плагиоклазы, в порядке понижающейся основности, и только после них кристаллизуются калиевые полевые шпаты и кварц. Более детальные наблюдения показали, что фемические компоненты на значительных отрезках времени могут кристаллизоваться одновременно с плагиоклазами.

Наиболее полно закономерности выделения минералов из магматических расплавов отражены в реакционном ряду американского ученого Н.Л. Боуэна. Последовательность выделения минералов по Боуэну выражается в виде следующего ряда.



Кристаллизация начинается с наиболее высокотемпературных минералов – оливина и анортита, которые при понижении температуры реагируют с остаточным расплавом и преобразуются, соответственно, в ромбический пироксен и основной плагиоклаз (анортит, битовнит). Два последних минерала при дальнейшем понижении температуры так же оказываются неравновесными с расплавом и, реагируя с ним, превращаются в последовательные следующие пары минералов: моноклинный пироксен и основной плагиоклаз (битовнит, лабрадор), затем роговая обманка и средний плагиоклаз (андезин), окончательная пара представлена биотитом и кислым плагиоклазом (олигоклазом, альбитом), после чего образуется калиевый полевой шпат и заканчивает кристаллизацию кварц, стоящий в нижней части реакционного ряда. Такая последовательность кристаллизации минералов из рас-

плава установлена на основании взаимоотношений минералов в магматических горных породах, изученных в прозрачных шлифах, а также экспериментально.

**Критерии для установления последовательности выделения минералов.** Последовательность выделения минералов в магматических породах с определенной долей условности устанавливается по следующим признакам: степени их идиоморфизма, включениям и реакционным каймам.

1. В общем случае и чаще всего, чем идиоморфнее зерна минералов, тем раньше они кристаллизовались. Идиоморфные зерна выделялись раньше гипидиоморфных, а ксеноморфные – самыми последними. Вместе с тем, иногда степень идиоморфизма определяется не только последовательностью выделения минералов, но также их способностью к образованию хорошо ограненных кристаллов. Поэтому изучение степени идиоморфизма, в отдельных случаях, позволяет говорить не только о порядке выделения, но и порядке последовательного образования идиоморфных минералов из расплава.

2. Минерал, присутствующий в виде идиоморфного включения в другом минерале, является относительно ранним по времени формирования.

3. В неизмененных породах крупные зерна образуются обычно раньше мелкозернистых агрегатов.

4. В случае обрастания одного минерала другим, минерал, слагающий каемку, является поздним.

## 1.2. Структуры магматических пород

После анализа особенностей кристаллизации магматических расплавов и взаимоотношения составных компонентов магматических пород рассмотрим характеристику типов и разновидностей структур по степени кристалличности, размерам, а также форме и взаимоотношениям составных частей.

### 1.2.1. По степени кристалличности

По степени кристалличности выделяются следующие типы структур: полнокристаллические, неполнокристаллические и стекловатые.

**Полнокристаллические (голокристаллические)** структуры характерны для пород, сложенных кристаллическими зёрнами и не содержащих вулканического стекла. Среди них различают равномерно- и неравномерно-зёрнистые. Если отдельные кристаллы видны только под микроскопом, то, в таком случае, структура называется микрокристаллической. Полнокристаллические структуры являются типичными для интрузивных пород. Они кристаллизовались на различных глубинах в земной коре и на протяжении длительного времени.

**Неполнокристаллические (гипокристаллические, гипогидралиновые)** структуры отличаются присутствием в породе, как кристаллических зёрен, так и вулканического стекла. Такое сочетание составных компонентов указывает на две фазы кристаллизации. Раннюю фазу



представляют зерна минералов, которые кристаллизовались в условиях медленного охлаждения на разных глубинах в земной коре. Поздняя фаза, обычно, сложена вулканическим стеклом, образовавшимся в результате быстрого охлаждения расплава, насыщенного кристаллами. Дальнейшее подразделение неполнокристаллических структур проводится по количественному соотношению кристаллов и стекла: перкристаллические ( $>7/1$ ), докристаллические ( $7/1 \div 5/3$ ), гиалокристаллические ( $5/3 \div 3/5$ ), догиалиновые ( $3/5 \div 1/7$ ). Неполнокристаллические структуры свойственны эффузивным породам, образовавшимся при излиянии лавы на земную поверхность и при ее быстром затвердевании.

**Стекловатые** (*гиалиновые, витрофировые*) структуры также характерны для эффузивных пород, практически полностью сложенных аморфным вулканическим стеклом, не действующим на поляризованный свет. Они возникают в процессе излияния лавовых расплавов, имеющих температуру выше начала кристаллизации минеральных индивидов.

### **1.2.2. По размерам составных частей**

При рассмотрении структур по размерам составных частей следует различать структуры, выделяемые по абсолютным размерам минералов и структуры, выделяемые по относительным размерам минералов слагающих породу.

По абсолютным размерам составных частей Д.С. Штейнберг (1957) выделил следующие типы структур:

- **Грубозернистые структуры** характеризуются присутствием минеральных зерен размером более 10 мм (рис. 1);

- **Крупнозернистые структуры** отличаются преобладающим присутствием зерен, размер которых составляет от 10 до 5 мм (рис. 2);

- **Среднезернистые структуры** с размером зерен от 5 до 2 мм (рис. 3);

- **Мелкозернистые структуры** с размером зерен 2–1 мм (рис. 4);

- **Тонкозернистые структура** с размером менее 1 мм (рис. 5).

Среди тонкозернистых структур выделяют **афанитовую (скрытокристаллическую)** структуру, характерную для пород, в которых невооруженным глазом зернистость не обнаруживается, однако под микроскопом они оказываются сложенными мелкими минеральными зернами.

Приведенное подразделение структур по абсолютным размерам составных частей не является общепризнанной. Некоторые исследователи приводят данные с другой размерностью минеральных зерен для выделенных типов структур. В связи с этим, при характеристике структур по абсолютным размерам следует всегда приводить данные о размерах составных частей изучаемой породы.

**По относительным размерам** составных частей выделяются два типа структур:

- равномернозернистые структуры;
- неравномернозернистые структуры.

**Равномернозернистыми** называются структуры пород (рис.6), сложенных минеральными зёрнами примерно одинаковых размеров. Размеры зёрен различных минералов, хотя и различаются, но обычно укладываются в пределах одного из типов структур, выделенных по абсолютным размерам (*крупнозернистые, среднезернистые и др.*). Равные размеры зёрен указывает на стабильность термодинамических условий кристаллизации магматического расплава.

**Неравномернозернистые структуры** характеризуются присутствием минеральных зёрен резко различных размеров. Среди них выделяют разновидности: сериальную, порфиоровидную и порфировую.

**Сериальная структура** устанавливается в породах, в которых размеры зёрен изменяются постепенно и образуют непрерывный ряд от мелких до крупных.

**Порфиоровидная структура** отличается наличием крупных зёрен одного или нескольких гипидиоморфных минералов (рис. 7), которые погружены в агрегат кристаллических зёрен более мелкого размера. Крупные зёрна называются *фенокристаллами* (фенокристами), порфиоровидными вкрапленниками (выделениями), а относительно мелкозернистый агрегат, в который они погружены - основной массой. Последняя в порфиоровидной структуре всегда является полнокристаллической и

по размерам зерен может быть мелко-, среднезернистой. Порфиroidная структура характерна для интрузивных пород.

**Порфиrowая структура.** В породе присутствуют минералы двух генераций. Ранняя генерация представлена наиболее крупными зернами (порфиrowыми вкрапленниками, фенокристаллами), обычно обладающими высокой степенью идиоморфизма. Основная масса может быть полностью раскристаллизованной и сложенной тонкозернистыми агрегатами минералов поздней генерации, либо частично раскристаллизованной, состоящей из мелких минералов и вулканического стекла, либо совсем нераскристаллизованной, стекловатой.

В зависимости от размеров и количественной роли порфиrowых вкрапленников, их сочетания и формы выделяются многочисленные **разновидности структуры:**

*Элпорфиrowая структура* (рис. 8) характеризуется наличием крупных порфиrowых вкрапленников (фенокристов) на фоне микрозернистой, либо скрытокристаллической основной массы, которые хорошо видны невооруженным глазом, без микроскопа.

*Микропорфиrowая структура* (рис. 9) выявляется в скрытокристаллических (афанитовых) породах, в которых порфиrowые вкрапленники наблюдаются только под микроскопом.

*Криптовая структура* (рис. 10) характеризуется наличием многочисленных относительно крупных порфиrowых вкрапленников неплотно соприкасающихся между собой. В количественном отношении порфиrowые вкрап-

ленники существенно преобладают над цементирующей массой, которая представлена вулканическим стеклом, либо продуктами его раскристаллизации.

*Лампрофировая структура* (рис. 11) является отличительным признаком для меланократовых диасхистовых дайковых пород (спессартитов, керсантитов и др. Она характеризуется наличием порфировых вкрапленников только темноцветных минералов (биотита, роговой обманки, клинопироксена и оливина), которые отличаются высокой степенью идиоморфизма. Лейкократовые минералы: калиевый полевошпат, либо плагиоклаз присутствуют только в основной цементирующей массе.

*Гломеропорфировая структура* (рис. 12) характеризуется тем, что порфировые вкрапленники обособляются среди основной тонкозернистой массы в виде небольших по размерам сростков, либо скоплений.

*Структура спинифекс (spinfex)* (рис. 13) обусловлена наличием многочисленных порфировых вкрапленников оливина или пироксена, либо обоих вместе на фоне скрытокристаллической, либо стекловатой основной массы. Вкрапленники имеют длиннопризматическую форму, образуют своеобразные взаимные прорастания в виде дендритоподобного рисунка. Эта структура является отличительным признаком ультраосновных эффузивных пород – коматиитов.

Кроме морфологических признаков порфировидная и порфировая структуры отличаются и своим происхождением. Первая характерна для полнокристаллических интрузивных пород. При этом порфировидные вкрапленники

кристаллизуются одновременно с основной массой, их появление и количество определяется избытком соответствующего компонента по отношению к эвтектическому составу расплава. После формирования вкрапленников минералы, возникающие из остаточного расплава, кристаллизуются одновременно в виде мелкозернистого агрегата и, часто, образуют закономерные гранофировые сростания (микропегматиты). В некоторых порфирировидных гранитах вкрапленники образуются позже зернистой основной массы в результате собирательной кристаллизации в процессе наложенного кислого метасоматоза.

Порфировая структура свойственна для эффузивных и гипабиссальных пород. Она указывает на прерывистость кристаллизации магматического расплава. Первыми из магмы, на глубине, образуются минералы, слагающие порфирировые вкрапленники. Затем эта магма, состоящая из смеси кристаллов и расплава, внедряется в верхние части земной коры, либо изливается на ее поверхность. В результате такого резкого перемещения и значительного изменения физико-химических условий (изменения давления, температуры и потери газов) происходит быстрая кристаллизация оставшегося расплава с формированием мелкозернистой, либо полукристаллической и стекловатой основной массы. Именно поэтому обычно наблюдается значительная разница в вещественном составе минералов-вкрапленников и основной массы. Порфировая структура спинифекс в коматиитах образуется в условиях быстрого остывания лавовых расплавов ультраосновного состава.

### **1.2.3. По форме и взаимоотношениям составных частей**

Структуры по форме и взаимоотношениям составных частей с определенной долей условности можно подразделить на структуры полнокристаллических (интрузивных пород) и структуры неполнокристаллических (эффузивных) пород. При этом характер структур по форме и взаимоотношениям составных частей в значительной степени определяется порядком выделения минералов из магматических расплавов, но, нередко, зависит и от других факторов, в частности, от разной способности минералов образовывать хорошие кристаллы.

#### *1.2.3.1. Структуры интрузивных (полнокристаллических) пород*

Среди полнокристаллических структур по форме и взаимоотношениям составных частей выделяются несколько групп:

- аллотриоморфнозернистые (аллотриоморфные);
- панидиоморфнозернистые (панидиоморфные);
- гипидиоморфнозернистые (гипидиоморфные);
- структуры включений (прорастания);
- структуры обрастания (реакционные).

**Аллотриоморфнозернистые (аллотриоморфные) структуры** (рис. 14) характеризуются присутствием в породах зерен субизометричной и неправильной (аллотриоморфной) формы, не обладающих кристаллографи-

ческими очертаниями. Порядок идиоморфизма в такой породе не устанавливается, так как все зерна имеют извилистые, заливообразные контуры. Аллотриоморфнозернистые структуры встречаются сравнительно редко в некоторых полиминеральных породах при одновременной кристаллизации минералов, слагающих породу.

Из разновидностей этой группы структур выделяется **аплитовая структура**, типичная для пород, чаще аплитов, состоящих из субизометричных и неправильных по форме зерен полевых шпатов и кварца.

**Панидиоморфнозернистые (панидиоморфные) структуры** (рис. 15) характеризуются присутствием субизометричных и полигональных зерен одного или двух минералов. Панидиоморфнозернистая структура типична для мономинеральных пород: дунитов, ортопироксенитов, клинопироксенитов, сложенных, соответственно, оливином, ортопироксеном, клинопироксеном. Характерным примером является панидиоморфная структура в дунитах, обусловленная наличием субизометричных зерен оливина, примерно, с одинаковой степенью идиоморфизма. Нередко панидиоморфная структура встречается в породах, состоящих из двух минералов.

В качестве разновидности этой группы структур выделяется **габбровая структура** (рис. 16), которая характеризуется присутствием субизометричных и таблитчатых зерен основного плагиоклаза и моноклинного пироксена, имеющих равные размеры и обладающих одинаковой степенью идиоморфизма.



**Гипидиоморфнозернистые (гипидиоморфные) структуры**, характеризуются отчетливо наблюдаемым идиоморфизмом одних минералов по отношению к другим. Именно в породах, обладающих гипидиоморфнозернистыми структурами, оказывается возможным установить последовательность идиоморфизма минералов, а во многих случаях и порядок их выделения. Гипидиоморфнозернистые структуры очень широко распространены в полнокристаллических интрузивных магматических породах.

Среди гипидиоморфных структур выделяют многочисленные разновидности. Из них наиболее распространенными являются следующие.

**Гранитовая структура** (рис. 17), характерна для кислых пород – гранитоидов, сложенных, главным образом, полевыми шпатами и кварцем, при небольшом участии фемических минералов, иногда при их полном отсутствии. Для этой структуры отчетливо устанавливается следующий порядок идиоморфизма минералов: акцессорные минералы (сфен, циркон) → фемические минералы (роговая обманка, биотит) → кислый плагиоклаз → калиевый полевой шпат → кварц.

Иногда в гранитоидах кварц, относительно калиевого полевого шпата, оказывается более идиоморфный и тогда структура называется **гранулитовой**.

**Монцонитовая структура** (рис. 18) типична для субщелочных интрузивных пород, в составе которых участвуют фемические минералы, плагиоклазы и калиевые полевые шпаты. Для монцонитовой структуры ха-

рактен резкий идиоморфизм плагиоклаза по отношению к калиевому полевоому шпату. Выделяются две разновидности этой структуры. В одной из них ксеноморфные зерна калиевого полевого шпата выполняют пространства между таблитчатыми и призматическими зернами плагиоклаза, при этом размеры обоих минералов примерно одинаковы. Вторая разновидность отличается наличием крупных ксеноморфных зерен калиевого полевого шпата, которые содержат включения удлиненных гипидиоморфных зерен плагиоклаза меньших размеров. Темноцветные минералы по отношению к плагиоклазу обычно более идиоморфны. Часто присутствующие в субщелочных породах зерна акцессорных минералов отличаются наибольшей степенью идиоморфизма.

**Кумулятивная структура** (рис. 19) характерна для гипабиссальных и субвулканических ультраосновных и основных пород, в которых присутствуют идиоморфные или гипидиоморфные кумулузные кристаллы (хадакристаллы) оливина или клинопироксена, либо обои вместе, пространство между которыми (интерстиции) выполнены ксеноморфными кристаллами (ойкокристаллами), либо тонкозернистыми агрегатами, сложенными одним, двумя и более минералами.

**Офитовая структура** (рис. 20) является типичной структурой основных пород и характеризуется резким идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к клинопироксену. Проявляется в наличии призматических и таблитчатых зерен плагиоклаза, угловатые промежутки (интерстиции) между которыми выполнены неправильными

по форме индивидами клинопироксена. В случае присутствия в породе акцессорных и рудных минералов, то первые обычно являются наиболее идиоморфными, а вторые наиболее ксеноморфными.

Выделяют две разновидности офитовой структуры. **Габбро-офитовая структура** (рис. 21) устанавливается в породах, в которых зерна плагиоклаза и клинопироксена имеют примерно одинаковые размеры. При этом интерстиции между короткопризматическими и таблитчатыми зернами плагиоклаза обычно выполнены субизометричными и слабоудлиненными индивидами клинопироксена. **Пойкилоофитовая структура** (рис. 22) отличается наличием крупных неправильных по форме (аллотриоморфных) зерен клинопироксена, содержащих многочисленные пойкилитовые включения менее крупных, либо мелких призматических зерен плагиоклаза.

**Диоритовая структура** (рис. 23) характерна для средних интрузивных пород – диоритов, сложенных зернами роговой обманки и среднего плагиоклаза (зонального андезина), которые имеют, преимущественно, удлиненную либо призматическую форму и обнаруживают примерно равную, либо переменную степень идиоморфизма.

**Сидеронитовая структура** (рис. 24) устанавливается, преимущественно, в ультраосновных и основных породах (в частности, косьвитах) обогащенных рудным минералом. Она характеризуется наличием гипидиоморфных зерен оливина, либо пироксена сцементированных рудным минералом, имеющим резко выраженную ксеноморфную форму.

**Агпаитовая структура** (рис. 25) характерна для щелочных пород (уртитов и нефелиновых сиенитов). Она обусловлена присутствием идиоморфных зерен нефелина, с характерной квадратной, прямоугольной и шестиугольной формой, либо гипидиоморфных таблитчатых и призматических зерен калиевого полевого шпата. При этом промежутки между светлыми минералами выполняют ксеноморфные угловатые по форме зерна клинопироксена. Если в породе присутствуют акцессорные минералы, то они обычно обладают наибольшей степенью идиоморфизма.

В тех случаях, когда изучаемая порода характеризуется относительным идиоморфизмом минералов, но не похожа ни на одну из описанных разновидностей структур ее следует называть гипидиоморфнозернистой или определить структуру по более детальному атласу (Половинкина, 1966).

**Структуры включений (прорастания)** в магматических породах встречаются относительно редко и более типичны для метаморфических пород. Среди них выделяют следующие разновидности:

**Пойкилитовая структура** (рис. 26) встречается, преимущественно, в основных и ультраосновных породах. Она характеризуется присутствием в относительно крупных минералах породы многочисленных незакономерно ориентированных более мелких включений одного, либо нескольких минералов, обычно имеющих различную форму. Минерал, содержащий включения, называется ойкокристаллом, а включенный минерал – хадак-

ристаллом. Пойкилитовые вростки часто корродированы и имеют округлую форму. В мелкозернистых породах такая структура называется **микропойкилитовой**. Ее разновидностью является также **пойкилоофитовая**, описанная выше среди гипидиоморфных структур.

**Графическая структура** (рис. 27), характеризуется закономерным прорастанием двух минералов, при этом зерна минерала, присутствующего в меньшем количестве при повороте столика микроскопа гаснут одновременно. В случае, когда в крупных зернах какого-либо минерала встречаются группы закономерных вростков, при этом для каждой группы устанавливается свой порядок одновременного погасания.

Наиболее часто встречаемой разновидностью графической структуры являются **пегматитовая** (рис. 28) и **микропегматитовая**, свойственные кислым породам, в которых наблюдаются закономерные включения зерен кварца в калиевом полевоом шпате. Иногда зерна кварца присутствуют в виде клинообразных включений, образующих специфический рисунок, напоминающий еврейские письмена, в таком случае структура называется **письменной** (рис. 29).

**Пертитовая структура** (рис. 28) устанавливается не для всей породы в целом, а для зерен калиевого полевого шпата, содержащего закономерные вростки кислого плагиоклаза, преимущественно альбита. По форме вростков альбита выделяют четыре типа пертитов: **прожилковые, пятнистые, шнуровидные и пленочные**. Они имеют различное происхождение, первые два типа

являются пертитами замещения, другие два – пертитами распада. Пертитовые вроски всегда образуются позже формирования исходных минералов магматической породы. В случае количественного преобладания альбита над калиевым полевым шпатом структура называется **антипертитовой**. Выделяется **структура шахматного альбита**, когда сдвойникованные зерна альбита имеют очертания близкие к прямоугольной форме и распределены в калиевом полево шпате в шахматном порядке.

**Мирмекитовая структура** (рис. 30) характеризует отдельные фрагменты породы и представляет собой тонкое прораствание зерен плагиоклаза мелкими закономерными вросками кварца, имеющими изогнутую червеобразную форму, которые при повороте столика микроскопа гаснут одновременно. Отмечено, что с увеличением основности плагиоклаза количество мирмекитовых вросков в них заметно возрастает. Мирмекиты образуются в зернах плагиоклаза на границе с индивидами калиевого полевого шпата. Они никогда не встречаются в зернах плагиоклаза, контактирующих с зернами кварца.

**Структуры обрастания (реакционные)** обычно наблюдаются в отдельных участках породы и не характеризуют строение породы в целом. Они отражают реакционные взаимодействия между двумя или несколькими минералами породы, либо между минералом породы с магматическим расплавом, либо с привнесенными гидротермальными растворами. В результате образуются каемки одних минералов вокруг других, которые называ-

ются реакционными каймами. Среди структур обрастания различают венцовую и келифитовую структуры.

**Венцовая структура** (рис. 31) характеризуется наличием первично-магматических **реакционных** каемок, образование которых обусловлено последовательным выделением и нарастанием вновь образующихся минералов на ранее выделившиеся. Эта структура устанавливается обычно в глубинных габброидах. В общем, последовательность обрастания минералов соответствует порядку выделения минералов в реакционном ряду Боуэна: оливин → ромбический пироксен → моноклинный пироксен → роговая обманка → биотит. Обычно в породах устанавливаются лишь отдельные фрагменты такой последовательности. Часто центром нарастания каемок является рудный минерал. Венцовые структуры, очевидно, возникают в стадию кристаллизации магматических расплавов при неполной реакции ранее выделившегося минерала с остаточным расплавом. Наличие венцовых структур свидетельствует о неравновесности минерала, обрастающего венцовой каемкой.

**Келифитовая структура** (рис. 32) по своей природе является вторичной и возникает после полной раскристаллизации породы вследствие реакционного взаимодействия минералов между собой в твердом состоянии в присутствии гидротермальных растворов. Келифитовая структура встречается в некоторых основных породах и характеризуется образованием радиально-волокнистой каемки тремолита или актинолита вокруг зерен оливина, либо пироксена на их контакте с плагиок-

лазом. Келифитовые каемки образуются также вокруг граната на его контакте с оливином. Во всех случаях келифитовая структура свидетельствует о неравновесности породы.

**Структура рапакиви** (рис. 33) – разновидность центральной структуры, устанавливаемой в гранитах. Она характеризуется наличием белых каемок плагиоклаза-олигоклаза вокруг розовых порфиroidных вкрапленников калиевого полевого шпата, размер которых по длине иногда до 5 см и более.

#### 1.2.3.2. Структуры эффузивных пород

*(стекловатые и неполнокристаллические)*

В качестве структурных элементов в эффузивных породах выделяются порфиroidные выделения (вкрапленники) и основная масса. Как уже отмечалось выше, для эффузивных пород типичны **порфиroidные структуры** и в зависимости от размеров вкрапленников, их количества и распределения выделяются **эвпорфиroidные, микропорфиroidные, криптовые и гломеропорфиroidные структуры**. Если же эффузивная порода целиком состоит из основной массы, то структура называется **афировой**. Более дробное подразделение структур проводится по особенностям строения основной массы. Структуры основной массы часто обнаруживают отчетливую зависимость от химизма породы и, таким образом, точное определение структуры эффузивной породы помогает правильному определению ее состава. Среди



структур основной массы выделяются следующие наиболее распространенные группы: стекловатые, микрозернистые и микролитовые.

**Стекловатые (гиалиновые, витрофиновые) структуры** (рис. 34) отмечаются в вулканических породах, сложенных, преимущественно нераскристаллизованным стеклом, которое не действует на поляризованный свет. Иногда в стекле обнаруживаются *кристаллиты* - мельчайшие зародыши кристаллов. Среди стекловатых структур выделяют две разновидности: витропорфировую (гиалопорфировую) и перлитовую.

**Витропорфировая (гиалопорфировая) структура** (рис. 35) характеризуется присутствием редких кристаллов минералов, количество которых обычно не более 5% от объема породы. Они наблюдаются среди вулканического стекла в виде порфировых вкрапленников и представлены темноцветными минералами и плагиоклазом.

**Перлитовая структура** (рис. 36) устанавливается по наличию в стекле округлых и овальных трещинок, в виде скорлуповатых и луковичеподобных оболочек. Она встречается в естественных вулканических стеклах – перлитах.

**Микрозернистые структуры** характеризуются присутствием в породе очень мелких зерен различных минералов, видимых только под микроскопом, для которых характерна форма близкая к субизометричной. Среди микрозернистых структур выделяют следующие разновидности: микрогранитовая, микропегматитовая, орто-

фировая, нефелинитовая, сферолитовая, вариолитовая, фельзитовая.

**Микрогранитовая структура** (рис. 37) обычна для риолитов, а также гипабиссальных гранит-порфиров и микрогранитов. Она характеризуется присутствием в основной массе породы тонкозернистого агрегата, сложенного гипидиоморфными короткопризматическими и таблитчатыми зернами плагиоклаза и калиевого полевого шпата, промежутки между которыми выполняют ксеноморфные зерна кварца.

**Микропегматитовая структура** (рис. 38) типична для кислых гипабиссальных и эффузивных пород. Характеризуется наличием в основной массе закономерных сростаний калишпата и кварца. От пегматитовой структуры отличается малыми размерами сростков, наблюдаемых под микроскопом.

**Ортофировая структура** (рис. 39) свойственна для субщелочных эффузивных пород – трахитов. Она отличается присутствием в основной массе породы агрегата мелких зерен, преимущественно, калиевого полевого шпата, обладающих прямоугольной, квадратной и субизометричной формой, между которыми в небольшом количестве может встречаться кварцевый, либо стекловатый базис.

**Нефелинитовая (фонолитовая) структура** устанавливается в щелочных эффузивных породах: нефелинитах и фонолитах. Отличается присутствием в основной массе многочисленных мелких зерен нефелина, обладающих высокой степенью идиоморфизма и имеющих прямоугольную, квадратную и шестиугольную форму.

**Сферолитовая структура** (рис. 40) – структура основной массы кислых субвулканических и эффузивных пород. Она обусловлена наличием сферических образований размером 0,1-0,3 мм, сложенных радиально-лучистыми, либо радиально-волокнистыми агрегатами калишпата с примесью кварца, либо вулканического стекла. По форме они могут быть правильными шаровидными, однако нередко встречаются неполные, состоящие из небольшого сектора, сферы. В шаровидных сферолитах, в скрещенных николях, наблюдается фигура, в виде черного креста. Сферолиты могут встречаться спорадически, однако, нередко они образуют скопления или полосы.

**Вариолитовая структура** (рис. 41) является схожей со сферолитовой. Она характерна для основных эффузивов отличается наличием в основной массе породы сферических образований (вариолей), которые образованы радиально расположенными волокнами плагиоклаза, между которыми встречаются мельчайшие зерна пироксена и участки стекла.

**Фельзитовая структура** (рис. 42) обычна для кислых эффузивных пород. Она отличается присутствием в основной массе субмикроскопических агрегатов кварца и калиевого полевого шпата. Размеры отдельных зерен настолько малы, что они по отдельности не могут быть рассмотрены даже при больших увеличениях. Эта структура узнается по "точечной" поляризации. В фельзитовой основной массе могут отмечаться участки с микрогранитовой, микропегматитовой и сферолитовой струк-

турами. Фельзитовая структура возникает при быстром остывании кислой вязкой магмы, либо при девитрофикации (раскристаллизации) кислых стекол.

**Микролитовые структуры** характерны для основной массы основных и средних эффузивных пород. Они отличаются присутствием в основной массе микролитов полевых шпатов, имеющих игольчатую, либо длиннопризматическую форму. Наряду с микролитами в основной массе обычно присутствует вулканическое стекло, количество которого может изменяться в широких пределах. Среди микролитовых структур выделяются многочисленные разновидности, наиболее распространенными из которых являются интерсертальная, гиалопилитовая (андезитовая), пилотакситовая и трахитовая.

**Интерсертальная структура** отличается присутствием многочисленных хаотично расположенных микролитов плагиоклаза, полигональные промежутки между которыми (интерстиции) выполнены минеральными зернами, вулканическим стеклом, либо продуктами его раскристаллизации.

По характеру выполняемого материала выделяются следующие разновидности интерсертальной структуры.

**Интерсертальная структура** (рис. 43) – характерна для афанитовых (скрытокристаллических) базальтов, сложенных мелкими игольчатыми микролитами плагиоклаза, интерстиции между которыми выполнены вулканическим стеклом, часто с примесью тонкодисперсного магнетита, вследствие чего стекло становится черным.

**Интергранулярная структура** (рис. 44) – отмечается

в базальтах, в которых интерстиции между микролитами плагиоклаза выполнены мелкими субизометричными зернами оливина и пироксена. Разновидностью интергранулярной структуры является **долеритовая** (рис. 45) – свойственная для тонко-, мелко- и среднезернистых долеритов, в которых плагиоклаз представлен более крупными игольчатыми и длиннопризматическими индивидами, интерстиции между которыми выполнены единичными зернами оливина или пироксена, либо их агрегатами, имеющими субизометричную, либо неправильную форму. **Диабазовая структура** (рис. 46) является типичной для метабазальтов и метадолеритов, претерпевших низкотемпературные метасоматические преобразования. Интерстиции в них выполнены хлоритом и другими «зелеными» минералами (актинолитом, эпидотом), а микролиты плагиоклаза обычно соссюритизированы. **Спилитовая структура** характерна для основных афировых эффузивов, образовавшихся при подводном излиянии лавовых расплавов. Основная масса сложена беспорядочно расположенными микролитами плагиоклаза, представленного альбитом, а также агрегатом вторичных минералов, образовавшихся в результате девитрификации вулканического стекла: хлоритом, кальцитом, тонкой вкрапленностью рудных минералов.

**Гиалопилитовая (андезитовая) структура** (рис. 47) является обычной для андезитов. Она характеризуется присутствием в основной массе разрозненных микролитов плагиоклаза, погруженных в стекло или продукты его раскристаллизации. При этом в количествен-

ном отношении преобладающим является вулканическое стекло.

***Пилотакситовая структура*** (рис. 48) характерна для андезитов. Она отличается наличием многочисленных игольчатых микролитов плагиоклаза, которые тесно соприкасаются между собой и располагаются субпараллельно, среди них встречаются мелкие зерна пироксенов и магнетита. Ориентировка микролитов подчеркивает флюидалность породы и отражает направление движения лавового потока.

***Трахитовая структура*** (рис. 49) типична для трахитов, по рисунку она очень похожа на пилотакситовую. Отличается наличием субпараллельно ориентированных микролитов калиевого полевого шпата: ортоклаза или санидина, между которыми иногда отмечаются вулканическое стекло, магнетит и пироксен. Направление линейности микролитов отражает направление течения лавового расплава.

### **1.3. Текстуры магматических пород**

Текстурой магматических горных пород называют особенности строения горных пород, обусловленные взаиморасположением составных частей и способом заполнения ими пространства. Характер текстур определяется, преимущественно, геологическими условиями формирования пород и меньше связан с составом магматического расплава. Они обусловлены особенностями кристаллизации магматического расплава и влиянием

внешних факторов. Текстуры подразделяются на две большие группы:

- текстуры по взаиморасположению составных частей;
- текстуры по способу заполнения пространства.

### **1.3.1. По взаиморасположению составных частей**

По взаиморасположению составных частей выделяются два типа текстур:

- однородные текстуры
- неоднородные текстуры

**Однородные (массивные) текстуры** (рис. 50) обусловлены особенностями кристаллизации магматического расплава. Они характеризуются равномерным распределением в породе минеральных зерен различного состава, размера, формы и отсутствием их ориентировки. При этом порода во всем объеме имеет одинаковую структуру, состав и сформировалась в одинаковых условиях. Однородные текстуры являются наиболее распространенными в магматических породах.

**Неоднородные текстуры** – их образование обусловлено особенностями кристаллизации магматических расплавов и внешними факторами. В результате формируются разновидности неоднородных текстур, которые характеризуются неравномерным распределением составных частей и их директивным (ориентированным) расположением. Выделяют следующие наиболее распространенные разновидности.

**Шлировая (такситовая) текстура** (рис. 51) характеризуется наличием в породе участков, которые отличаются от остальной массы по минералогическому составу или по структурным особенностям, либо по обоим этим признакам одновременно. Шлировая текстура часто проявляется в наличии участков, обогащенных фемическими компонентами или участков, резко отличающихся по величине зерен, соответственно, различают конституционные и структурные разновидности.

**Полосчатая текстура** (рис. 52). Отличительным признаком этого типа текстур является наличие в породе полос разного минерального состава или структуры, либо обоих признаков вместе. Чаще полосчатость проявляется в обогащении одних полос лейкократовыми минералами, других – меланократовыми. В зависимости от мощности полос различают грубо-, крупно- и тонкополосчатые текстуры, а также равномерно- и неравномернополосчатые. При этом внутри полос минералы не обнаруживают какой-либо закономерной ориентировки и располагаются беспорядочно. Такие полосчатые текстуры часто встречаются в габброидах расслоенных интрузий и возникают при дифференциации расплавов. Разновидностью полосчатой текстуры является **директивно-полосчатая текстура**, которая является сходной с предыдущей и также характеризуется наличием в породе полос различного минерального состава и структуры. Однако она отличается наличием в пределах полос удлинённых и чешуйчатых темноцветных минералов, которые располагаются субпараллельно и ориентируются согласно полосчатости. Та-



кая текстура является следствием течения магматического расплава во время кристаллизации.

**Гнейсовидная текстура** (рис. 53) характерна для равномернозернистых кристаллических пород, в которые темноцветные минералы листовой или столбчатой формы (биотит, роговой обманка) обнаруживают отчетливую субпараллельную ориентировку. Эту текстуру иногда называют линейной, причем, линейность может проявляться не только в параллельной ориентировке минералов, но и в субпараллельном расположении шлировых обособлений и ксенолитов (обломков вмещающих пород). Такая текстура отражает направление течения магматического расплава в процессе кристаллизации.

**Трахитоидная текстура** (рис. 54) свойственна полнокристаллическим породам и характеризуется субпараллельным расположением лейст и длиннотаблитчатых индивидов калишпатов, либо плагиоклазов. Плоскости, параллельно которым располагаются минералы, называются плоскостями трахитоидности.

**Флюидальная текстура** (рис. 55) встречается в эффузивных породах и выражается в субпараллельном расположении микролитов полевых шпатов, удлинённых индивидов других минералов и каких-либо включений, которые вытягиваются в направлении течения потока, преимущественно, вязкой застывающей лавы. Микролиты, ориентируясь в потоке, обычно огибают порфиновые выделения и какие-либо другие включения и неровности.

Все директивные или направленные текстуры являются первично-магматическими структурными элемен-

тами и имеют большое значение для расшифровки внутреннего строения магматических тел, так как они отражают направление движения магматических расплавов в ходе кристаллизации.

### 1.3.2. По способу заполнения пространства

По способу заполнения пространства выделяют, главным образом, два типа текстур и несколько разновидностей.

**Плотная (компактная) текстура** (рис. 56) характеризуется тем, что магматическая масса целиком заполняет пространство ею занятое. При этом, горная порода состоит из составных частей, которые тесно соприкасаются между собой и не содержит каких-либо пор или пустот.

**Пористая текстура** (рис. 57, 58) является типичной для эффузивных пород, преимущественно, средних и основных. Она отличается присутствием в породе пор и пустот. Пористая текстура образуется в результате активного выделения газов, растворенных в магматическом расплаве. Поры и пустоты обычно обладают округлой и эллипсоидальной формой, иногда вытягиваются вдоль течения лавового потока, либо в направлении восходящих потоков газов в покрове лавы, при этом они принимают трубчатый вид. В кислых эффузивных породах поры и пустоты преимущественно обнаруживают неправильную форму, вследствие большей вязкости таких лав. При наличии обильного количества пор и пустот в качестве разновидности выделяют **шлаковую текстуру**

**ру**, в которой поры и пустоты не заполнены вторичными минералами. Выделяют две разновидности пористых текстур.

**Миндалекаменная текстура** (рис. 57, 59) выделяется в том случае, когда поры и пустоты в эффузивных породах оказываются заполненными более поздними вторичными минералами. Выполнение миндалин может быть представлено весьма разнообразными низкотемпературными минералами (кальцитом, хлоритом, эпидотом, кварцем, халцедоном, цеолитами). Нередко миндалины выполняются несколькими минералами и, в таком случае, они часто обнаруживают зональное строение.

**Миароловая текстура** (рис. 60) встречается в крупно-, грубозернистых интрузивных породах и характеризуется наличием полостей, либо неправильных угловатых пустот, ограниченных гранями гипидиоморфных кристаллических зерен. Такие пустоты возникают при быстром росте минералов или в результате пневматолитического растворения какого-либо минерала. Миароловые пустоты часто выполнены более поздними минералами, образовавшимися из остаточных расплавов. Однако, иногда они остаются ничем не заполненными.

**Шаровая текстура** (рис. 61) наблюдается редко в некоторых интрузивных породах (гранитах, диоритах и габбро). Она характеризуется наличием шаровых и эллипсоидальных образований, часто имеющих концентрически-зональное строение и скорлуповатую отдельность, которые отчетливо выделяются на фоне кристаллически зернистой основной массы породы.

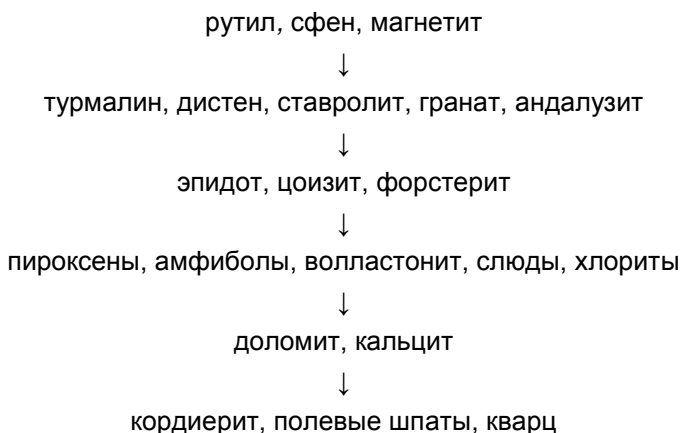
**Подушечная текстура (pillow-lava)** (рис. 62) устанавливается в основных эффузивных породах, так называемых шаровых лавах, которые по составу обычно соответствуют спилитам. Подушечная текстура наблюдается в породах, образовавшихся при подводном излиянии лавовых расплавов. Такие породы сложены сфероидальными, округлыми шаровидными телами размером до 1 м, которые сцементированы осадочным материалом, либо вторичными продуктами.

## 2. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

При изучении строения метаморфических пород всегда следует помнить основную особенность их образования: они возникают в результате перекристаллизации исходных пород в твердом состоянии. В этих условиях рост кристаллических зерен происходит в твердой среде и вновь образующийся минерал вынужден бороться за пространство с соседними минералами. К этому следует добавить, что при изохимическом метаморфизме минералы возникают и растут практически одновременно, как бы соревнуясь между собой в скорости роста. Подобные явления наблюдаются и при кристаллизации магматических расплавов, но там они сравнительно мало заметны, так как наряду с растущими кристаллами в этом случае присутствует переменное количество расплава.

Рост кристаллических зерен в твердой среде при минимальных количествах жидкой фазы позволяет сделать вывод о том, что совершенство формы минеральных зерен зависит не от порядка их выделения, как это было при кристаллизации магматических расплавов, а от способности того или другого минерала образовывать хорошо ограненные кристаллы. Хорошо ограненные кристаллы в метаморфических породах называют ***идиобластами***, в отличие от ***ксенобластов*** – зерен, имеющих неправильные формы ограничения.

По способности минералов к образованию хорошо ограниченных кристаллов (по силе кристаллизации) они могут быть расположены в кристаллобластический ряд. В этом ряду каждый предыдущий минерал характеризуется большей силой кристаллизации, чем последующий. Впервые кристаллобластические ряды были установлены Ф. Бекке, который подчеркнул, что в зависимости от состава исходных пород положение минералов в кристаллобластических рядах может существенно меняться. Ниже приводится сводный кристаллобластический ряд по Ф. Тернеру:



Конечно, из приведенного кристаллобластического ряда имеются отдельные исключения, но, в общем, выявленные закономерности достаточно хорошо выдерживаются в метаморфических породах.

Анализ расположения минералов в кристаллобластическом ряду показывает, что в верхней его части распо-

лагаются минералы с наиболее плотной упаковкой кристаллической решетки, строение которой характеризуется наличием единичных тетраэдров или сдвоенных тетраэдров. Ниже стоят минералы с ленточным или слоистым строением. Внизу ряда расположены минералы, имеющие каркасное строение. Обращает на себя внимание и понижение удельного веса, и увеличение молекулярного объема минералов кристаллобластического ряда сверху вниз.

## **2.1. Общие сведения о структурах.**

### **Реликтовые структуры**

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

Как уже указывалось ранее, структуры метаморфических пород в своем большинстве возникают в результате перекристаллизации исходных пород в твердом состоянии и, следовательно, они принципиально отличаются от структур магматических пород, хотя общий структурный рисунок этих двух генетических групп может оказаться сходным. Собственно метаморфические структуры возникают в том случае, когда процесс перекристаллизации дошел до конца, и все особенности строения исходной породы оказались уничтоженными. Такие структуры называются новообразованными. Вместе с тем нередки случаи, при которых процессы перекристаллизации не

доходят до конца и в метаморфической породе сохраняются остатки структур исходных пород. Эти структуры, в которых наряду с новообразованными встречаются остатки структур исходных пород, называются реликтивными. Например, при метаморфизме пород с порфировой структурой порфиновые выделения длительное время сопротивляются перекристаллизации, в то время как основная тонкозернистая масса полностью перекристаллизовывается. Для обозначения реликтовых структур используется приставка **бласто-**. Таким образом, в приведенном примере структура породы должна быть названа **бластопорфировой**. Часто в метаморфических породах встречаются **бластопесчаные, бластоофитовые, бластогранитные** и некоторые другие реликтовые структуры.

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

## 2.2. Кристаллобластовые структуры

Кристаллобластовые структуры возникают в результате полной перекристаллизации исходных пород и обусловлены ростом минеральных индивидов. Более дробное подразделение кристаллобластовых структур проводится по величине (размерам), форме и взаимоотношениям составных частей.



## 2.2.1. Структуры по размерам составных частей

При характеристике структур по этому признаку следует различать абсолютные и относительные размеры минеральных зерен, слагающих породу.

**По абсолютным размерам** составных частей различают разновидности структур (аналогичных магматическим):

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

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:

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

**Равномернозернистые (гомеобластовые) структуры** (рис. 63) характеризуются тем, что зерна, слагающие породу, имеют близкие размеры, укладываемые в один класс размерности, например, тонкозернистый.

**Неравномернозернистые (гетеробластовые) структуры** (рис. 64) отличаются от гомеобластовых присутствием зерен, резко отличающихся друг от друга по размерам и представляющие разные классы размерности. В качестве разновидности здесь выделяется **порфиробластовая структура** (рис. 65, 66), которая характеризуется наличием крупных минеральных зерен одного или нескольких минералов, которые называются порфиробластами, погруженными в относительно мелкозернистую массу – основную ткань.

Таким образом, порфиробластовая структура отличается наличием двух структурных элементов: порфиробласт и основной ткани, и по своему рисунку она напоминает порфировидную структуру магматических пород. Порфиробласты чаще всего бывают представлены минералами, расположенными в верхней части кристаллобластического ряда: гранатом, дистеном, ставролитом, андалузитом и некоторыми другими. Однако из этого правила имеются многочисленные исключения, когда порфиробласты слагаются такими минералами, как альбит, кордиерит, полевые шпаты, стоящими в нижней половине кристаллобластического ряда. В этих случаях возникновение порфиробласт объясняется, по-видимому, повышенной концентрацией в породе компонентов, необходимых для образования минералов порфиробласт. При этом следует иметь в виду, что порфиробласты минералов, обладающих большой силой кристаллизации, обычно представлены идиобластами, а порфиробласты альбита и кордиерита имеют, как правило, характер ксенобластов.

## 2.2.2. Структуры по форме составных частей

По форме зерен, слагающих метаморфические породы, выделяются многочисленные разновидности структур, которые могут быть объединены в три группы: гранобластовые, лепидобластовые, нематобластовые.

**Гранобластовые структуры** (рис. 67) 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. **Мостовая (мозаичная) структура** (рис. 68) является разновидностью гранобластовой и характеризуется присутствием в породе зерен с субизометричными и полигональными очертаниями, которые плотно соприкасаются друг с другом. Мостовая структура встречается преимущественно в мономинеральных и в некоторых биминеральных породах. **Роговиковая (микрогранобластовая) структура** (рис. 69) является типичной для роговиков. Она отличается наличием мелких по размерам минеральных зерен с извилистыми либо полигональными очертаниями. Характерно отсутствие какой-либо закономерной ориентировки минералов, что позволяет уверенно отличать роговиковую структуру от милонитовой.

**Лепидобластовые структуры** (рис. 70, 71) характерны для пород, сложенных чешуйчатыми и пластинчаты-

ми минералами (слюдами, хлоритом, тальком и др.). По взаимному расположению чешуек различают **параллельно-чешуйчатую и переплетенно-чешуйчатую структуры**.

**Нематобластовые структуры** (рис. 72) отличаются преобладанием в породе минеральных зерен столбчатой формы. Взаиморасположение их может быть различным и по этому признаку различают **параллельно-нематобластовую и переплетенно-нематобластовую структуры**. Разновидностью нематобластовой структуры является **фибробластовая структура** (рис. 73), которая характерна для пород, сложенных волокнистыми минералами, которые тесно переплетаются между собой. Характерным примером являются нефриты, сложенные волокнистыми агрегатами тремолита.

Между отмеченными типами структур, выделенными по форме составных частей, существуют постепенные переходы, и поэтому структуры многих метаморфических пород получают двойные названия: **лепидогранобластовая, нематогранобластовая, лепидонематогранобластовая** (рис. 74) и другие, при этом, название преобладающей структуры ставится в конце названия.

При характеристике кристаллобластовых структур можно применять несколько отличающиеся названия, имеющие одинаковое право на употребление: **гранобластовая-гранобластическая, лепидобластовая-лепидобластическая, нематобластовая-нематобластическая**.

### 2.2.3. Типы структур по взаимоотношению составных частей

В этой группе выделяются структуры прорастания, замещения, друзитовые, центрические, гломеробластовые.

**Структуры прорастания** характеризуются наличием включений одного или нескольких минералов в более крупных минералах. Такие взаимоотношения минералов очень характерны для метаморфических пород, что, по-видимому, связано с практически одновременным ростом многих минеральных зерен в ходе перекристаллизации. Среди структур прорастания, в зависимости от величины и ориентировки включений, выделяются две группы: пойкилобластовые и диабластовые.

**Пойкилобластовые структуры** (рис. 75) характеризуются присутствием в крупных минеральных индивидах включений более мелких зерен, которые располагаются хаотично и не обнаруживают какой-либо закономерной ориентировки. Включения могут быть представлены одним или несколькими минералами. В некоторых случаях эти включения могут иметь идиобластовую форму. Разновидностью пойкилобластовой структуры является **ситовидная структура**, которая отличается наличием в порфириобластах очень мелких, равномерно распределенных включений каких-либо минералов.

**Диабластовые структуры** (рис. 76) характеризуются взаимным закономерным прорастанием двух или нескольких минералов, причем отдельные минеральные

индивидуумы не являются сплошными, а распадаются на ряд вростков, разделенных веществом другого минерала. Принадлежность таких вростков к одному зерну легко устанавливается в скрещенных николях по их одновременному погасанию при повороте столика микроскопа.

Среди диабластовых структур выделяют следующие разновидности: симплектитовая, дактилоскопическая и мирмекитовая, которые отличаются наличием мелких сростаний, различимых только под микроскопом. **Симплектитовая структура** (рис. 77) свойственна для докембрийских метаморфических пород и характеризуется тонкими сростаниями различных минералов, например, альбита и диопсида, либо кварца и кордиерита и др. **Дактилоскопическая структура** представляет тонкие сростания минералов, напоминающие рисунок отпечатка пальцев. **Мирмекитовая структура** обусловлена наличием червеобразных вростков кварца в плагиоклазе на границе его с калиевым полевым шпатом. При этом, чем выше основность плагиоклаза, тем больше вростков кварца. Структурный рисунок микмекитовой структуры в метаморфических породах является аналогичным мирмекитовой структуре, наблюдаемой в магматических породах.

**Структуры замещения** наиболее характерны для метасоматических пород. Они обусловлены замещением ранее образовавшихся минералов, как в метаморфических, так и в магматических породах и связаны с привносом и выносом химических элементов. Выделяют сле-

дующие разновидности: замещение жилками, замещение агрегатом, замещение псевдоморфозами.

**Замещение жилками** (рис. 78) ранее существовавшего минерала или породы в целом. В этом случае замещение происходит в результате циркуляции химически активных растворов по мелким трещинкам в минерале или породе. Примерами замещения жилками являются процессы серпентинизации оливина в ультрамафитах и серицитизации кордиерита в гнейсах и кристаллических сланцах. Разновидностью является *петельчатая структура*, которая отличается наличием многочисленных пересекающихся петельчатых жилок, при этом внутренние части петель сложены реликтовыми блоками исходного минерала. Характерным примером является замещение зерен оливина петельчатыми жилками серпентина.

**Замещение агрегатом** (рис. 79). При этом по исходному минералу развивается мелкозернистый агрегат новообразованного минерала, либо нескольких минералов. На начальных стадиях замещения форма новообразованного агрегата сохраняет форму исходного минерала. На последующих стадиях замещения контуры исходного минерала стираются, и образуется самостоятельный агрегат новообразований. Примером такого замещения является соссюритизация плагиоклаза, серпентинизация оливина, оталькование энстатита.

**Замещение псевдоморфозами** (рис. 79). При таком процессе минерал исходной породы замещается новообразованным с сохранением формы первичного мине-

рала, часто унаследуя его структурные особенности, такие как направление спайности и другие. Примером являются псевдоморфозы хлорита по биотиту, бастита по энстатиту и уралита по клинопироксену.

**Друзитовые структуры** (рис. 80) характеризуются нарастанием более поздних минералов на образованные ранее в виде каемок. Друзитовые структуры часто наблюдаются в метаморфизованных основных породах, в которых ромбический пироксен нарастает в виде каймы радиально-призматического строения на зерна оливина и сам обрастает каемками роговой обманки и граната, или роговой обманки и шпинели, или одного граната. При этом пространство между концентрическими сростками цветных минералов выполняют крупные индивиды основного плагиоклаза. С такой структурой породы называют друзитами.

**Центрические структуры** (рис. 81) отличаются радиальным расположением удлинённых минералов по отношению к каким-либо центрам, которыми часто являются мелкие субизометричные зерна минералов. Разновидностями центрических структур являются радиально-лучистая, радиально-чешуйчатая и крустификационная.

**Радиально-лучистая структура** (рис. 82) характеризуется наличием лучистых индивидов какого-либо минерала, обладающего длинно-призматической, либо игольчатой формой, расположенных вокруг центров кристаллизации.

**Радиально-чешуйчатая структура** (рис. 83) обусловлена присутствием в породе сферических агрегатов,



сложенных чешуйчатыми минералами, например, хлоритом, серпентином, которые располагаются радиально вокруг некоторых центров.

**Крустификационная структура** (рис. 84) отличается наличием образований в виде зонок и каемок, сложенных удлиненными минеральными индивидами, которые располагаются субнормально к границам зерен, вокруг которых они нарастают, либо радиально от центров кристаллизации.

**Гломеробластовые структуры** (рис. 85) отмечаются в полиминеральных метаморфических породах, обычно роговиках и кристаллических сланцах. Она характеризуется локализацией минералов в обособленные агрегативные образования, иногда мономинерального состава.

### **2.3. Катакластические (кристаллокластические, кристаллокластовые) структуры**

Под названием **«катакластические структуры»** или **«структуры раздробления»** объединяются структуры, возникающие в результате воздействия на породы или отдельные минералы сильного стресса при сравнительно низких температурах. Большие динамические нагрузки приводят к частичному или полному раздроблению исходных пород или слагающих их минералов. При этом следует иметь в виду, что разные минералы и породы реагируют на действие стресса по-разному. В одних случаях, при однородном и мелкозернистом строении породы, она реагирует как целое и при сильном

стрессе распадается на остроугольные обломки. В других, на действие стресса реагируют отдельные минералы, которые и подвергаются деформациям. Под влиянием стресса возможно пластическое течение раздробленных частиц. Катакластические структуры подразделяются на брекчиевые, катакластические и милонитовые.

**Брекчиевые структуры** (рис. 86) (иногда их называют текстурами) обусловлены катаклизмом породы и характеризуются присутствием обломков породы и слагающих ее минералов, сцементированных тонкоперетертый материал той же породы. Тонкозернистый цементирующий материал часто оказывается перекристаллизованным с образованием низкотемпературных минералов (хлорита, серицита, эпидота). Нередко обломки имеют удлиненную, линзовидную форму в виде будин, которые вытягиваются субпараллельно, что свидетельствует о катаклазе породы в условиях пластического течения.

**Катакластические структуры** (рис. 87) типичны для начальных этапов дробления пород и характеризуются деформациями отдельных минералов, а порода, в целом, остается монолитной. Обычно дробление минеральных зерен не сопровождается сколько-нибудь значительным перемещением раздробленных частиц друг относительно друга. Эффекты катаклаза выражаются в возникновении волнистого, облачного и мозаичного погасания в зернах хрупких минералов (кварца, полевых шпатов и других). При очень сильном стрессе эти минералы распадаются на агрегаты мелких зерен. Упругие

минералы (слюды) реагируют на давление изгибанием листочков, их гофрировкой. У некоторых минералов возникают двойники скольжения с изогнутыми двойниковыми полосками (кальцит, плагиоклазы). Среди катакластических структур выделяют разновидности: бетонную (цементную) и порфиорокластовую, а также деформационные структуры минералов.

**Бетонная (цементная) структура** (рис. 88) характеризуется наличием в породе относительно крупных минеральных зерен, которые по периферии и трещинкам подверглись дроблению с образованием мелкозернистых агрегатов, которые становятся цементирующим материалом. Зерна, уцелевшие от раздробления, обычно интенсивно деформированы с нарушением их кристаллической структуры, что выражается в появлении отчетливо выраженного неоднородного погасания (облачного и мозаичного), изогнутости зерен либо двойниковых полосок.

**Порфиорокластовая структура** (рис. 89) отличается от бетонной тем, что порода сложена, главным образом, мелко- либо тонкозернистым агрегатом минеральных зерен, образовавшихся в результате дробления крупных исходных зерен. Среди этого агрегата отмечают разрозненные, уцелевшие от дробления, более крупные зерна – порфиорокласты, для которых обычно характерно неоднородное погасание.

**Деформационные структуры минералов** обычно устанавливаются для отдельных минералов в катаклазированных породах. Они связаны с появлением неоднородного погасания в минералах, изгибе их зерен, об-

разовании полос пластического излома (kink-bands) (рис. 90) и дроблении.

**Милонитовые структуры** (рис. 91) 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. При образовании милонитовых структур отдельные участки породы или отдельные минералы часто оказываются уцелевшими от раздробления, они наблюдаются в виде округлых и линзовидных выделений и представляют собой порфиорокласты. Милониты, которые обладают очень тонкозернистым строением и не содержат порфиорокласты, называются ультрамилонитами. Для них часто устанавливается полосчатая текстура.

## 2.4. Текстуры метаморфических пород

Текстуры метаморфических пород отражают условия их формирования, и поэтому их изучение приобретает особенно большое значение. Во многих случаях именно характер текстуры позволяет отличать метаморфические породы от магматических. Приведем краткие описания наиболее распространенных текстур метаморфических пород.

**Массивные (однородные) текстуры** (рис. 92) характеризуются отсутствием закономерной ориентировки составных частей при равномерном их распределении. Эти

текстуры наиболее характерны для магматических пород и значительно реже встречаются в метаморфических породах. Массивные текстуры возникают в результате метаморфических процессов, при которых стресс не играет сколько-нибудь существенной роли.

**Неоднородные текстуры** (рис. 93) являются наиболее типичными для большинства метаморфических пород. Они характеризуются наличием участков или слоев различного минерального состава и структуры, либо ориентированным расположением минералов в породе. Среди них выделяются многочисленные разновидности. Рассмотрим наиболее распространенные неоднородные текстуры.

**Сланцеватая текстура** (рис. 94) является очень широко распространенной, особенно в породах динамотермального метаморфизма, возникших при участии сильного стресса. Она характеризуется более или менее параллельной ориентировкой некоторых минералов и наличием субпараллельных плоскостей сланцеватости, по которым порода легко разбивается на отдельные пластинки. Эта текстура наиболее ярко проявляется в тех породах, в которых присутствует значительное количество пластинчатых, чешуйчатых или столбчатых минералов. В зависимости от формы преобладающих минералов выделяют разновидности сланцеватых текстур. *Плоскопараллельная сланцеватая текстура* отличается наличием в породе довольно совершенных субпараллельных плоскостей, вдоль которых располагаются пластинчатые и чешуйчатые минералы. *Линейно-сланцеватая текстура* возникает в породах, сложенных уд-

линенными минералами, ориентированными субпараллельно. При таком типе текстуры плоскости сланцеватости выражены менее отчетливо. *Плоскостная сланцеватая текстура* характеризуется волнистой поверхностью плоскостей сланцеватости, обусловленной наличием в породе субпараллельно ориентированных изгибающихся чешуйчатых минералов. *Очковая или линзовидная текстура* (рис. 95) отличается наличием в породе отдельных округлых, либо линзовидных зерен или их скоплений, ориентированных согласно сланцеватости.

По происхождению различают два типа сланцеватости: **механическую** и **кристаллизационную**. Механическая сланцеватость возникает в результате воздействия на породы интенсивного стресса в условиях невысоких температур и малого гидростатического давления. Механическая сланцеватость сопровождается катакластическими структурами. Кристаллизационная сланцеватость образуется в процессе перекристаллизации в условиях сильного стресса и высоких температур. Минералы в этих условиях растут таким образом, что их вытянутость подчеркивает сланцеватость. Закономерная ориентировка листоватых и столбчатых минералов связана с их ростом перпендикулярно стрессу по принципу Рикке, либо с пластическим течением вещества при перекристаллизации.

**Гнейсовидная текстура** (рис. 96, 98) – это распространенный, но не совсем определенный термин. Обычно он используется для характеристики сланцеватых текстур в гнейсах, когда в породе кроме слюдястых и столбчатых минералов присутствует значительное коли-

чество кварца и полевых шпатов. Гнейсовая текстура обусловлена параллельной ориентировкой чешуйчатых и столбчатых минералов в массе породы.

**Полосчатая текстура** (рис. 97) является распространенной в метаморфических породах. Она характеризуется присутствием в породе параллельных полосок, отличающихся по составу, либо по структуре, либо по обоим признакам одновременно. Светлые полосы сложены преимущественно силикатными минералами, а в темных – преобладают феррические. Полосчатая текстура иногда может иметь реликтовый характер, отражая полосчатую текстуру исходных пород (**реликтовая полосчатость**) (рис. 99). Однако, чаще, она является новообразованной и возникает в процессе перекристаллизации в связи с процессами метаморфической дифференциации, которая проявляется в стремлении к обособлению силикатных и феррических компонентов. В процессе пластических деформаций полосы метаморфической породы часто оказываются собранными в складочки, и тогда текстура называется **плойчатой** (рис. 100).

**Пятнистая текстура** (рис. 102) характеризуется наличием на общем однородном фоне породы пятен, отличающихся по окраске и минералогическому составу. Она возникает в результате сегрегации минералов в процессе перекристаллизации. Разновидностью пятнистой структуры является **узловатая текстура** (рис. 101), она отличается присутствием порфириобластовых зерен, которые в виде осветленных узлов выделяются на фоне слабо раскристаллизованной массы.





# **АТЛАС**

**структур и текстур  
магматических и метаморфических  
горных пород**



### 3. СТРУКТУРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

#### 3.1. По размерам составных частей

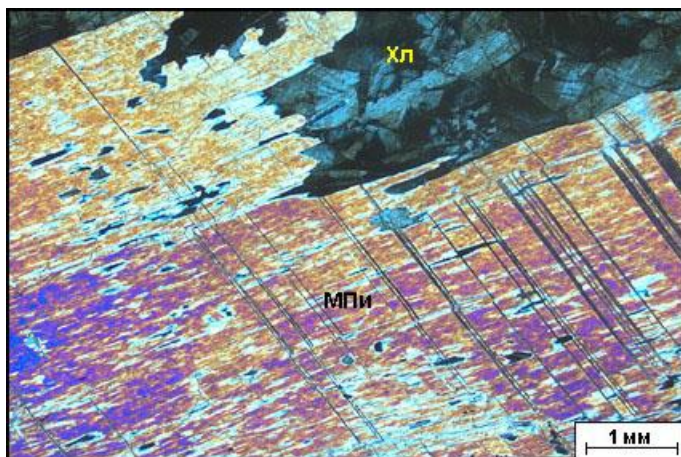


Рис. 1. Клинопироксенит. Грубозернистая структура, обусловленная наличием зерен клинопироксена (МПи) с размером более 10 мм. Наблюдается замещение клинопироксенита хлоритом (Хл). Николи X



Рис. 2. Анортозит. Крупнозернистая структура. Порода состоит из крупных (5-9 мм) зерен плагиоклаза (Пл). Отмечаются единичные зерна эпидота (Эп), которые хорошо выделяются своей яркой интерференционной окраской. Николи X

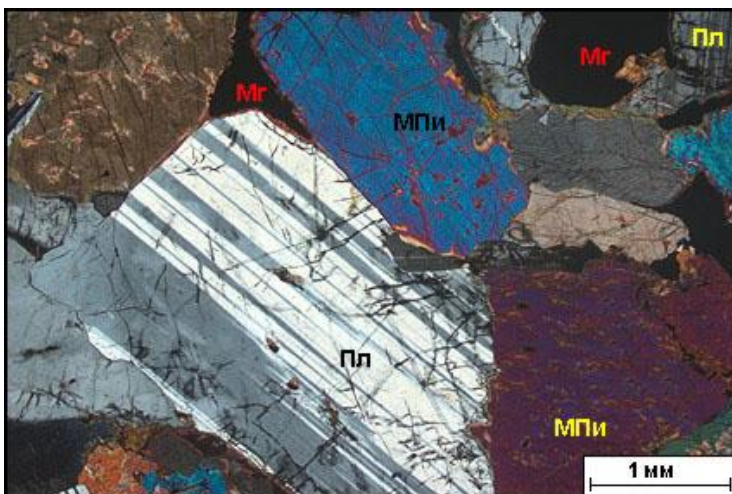


Рис. 3. Среднезернистое габбро. Порода сложена зернами клинопироксена (МПи) и (Пл) размером 2–4 мм. Отмечаются индивиды магнетита (Мг), выполняющих промежутки между зернами клинопироксена и плагиоклаза. Николи X

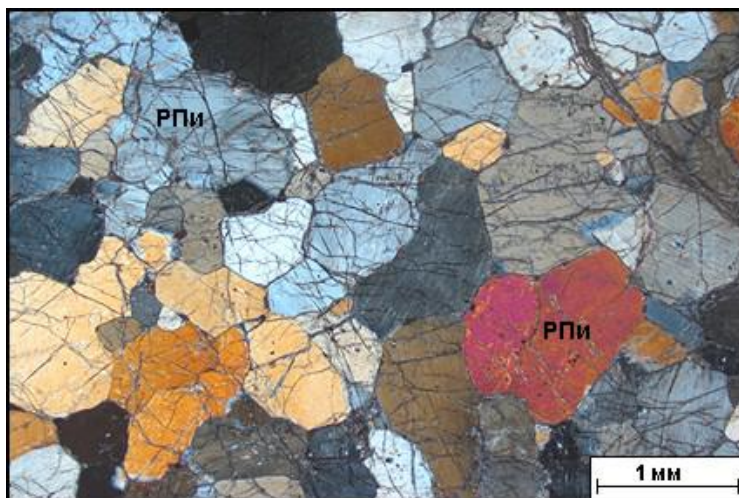


Рис. 4. Ортопироксенит с мелкозернистой структурой. Порода имеет мономинеральный состав и сложена энстатитом (РПи) с размерами зерен, преимущественно, около 1 мм. Николи X

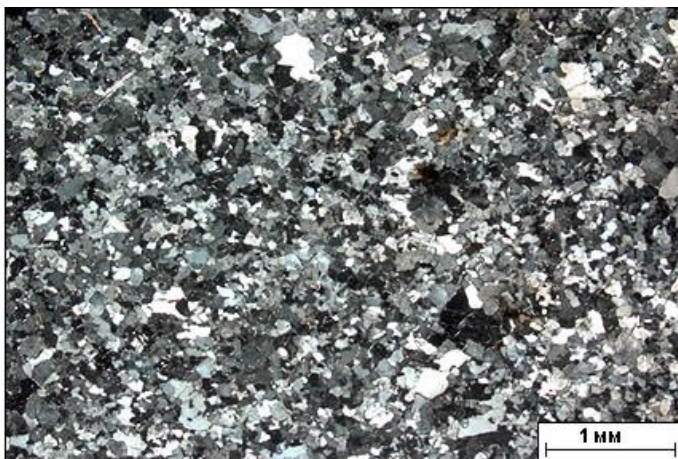


Рис. 5. Аплит отличается наличием тонкозернистой структуры. Порода состоит из агрегата мелких зерен кварца (Кв), калиевого полевого шпата (КПШ), кислого плагиоклаза (Пл) и единичных индивидов биотита (Би). Николи X

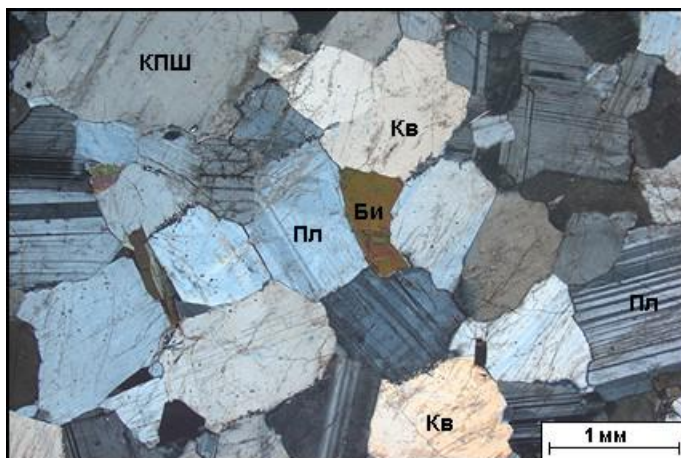


Рис. 6. Мелкозернистый гранит с равномерной зернистой структурой. Порода сложена калиевым полевым шпатом (КПШ), плагиоклазом (Пл) и кварцем (Кв) и единичными индивидами биотита (Би). Зерна минералов имеют примерно одинаковые размеры около 1 мм. Николи X





Рис. 7. Гранит с порфировидной структурой. Размер порфировидных вкрапленников до 4 см, они представлены калишпатом (КПШ). Основная масса мелкозернистая и сложена зернами от 1 до 2 мм калишпата (КПШ), плагиоклаза (Пл), кварца (Кв), псевдоморфозами хлорита по биотиту (Хл) и эпидотом (Эп): а) макросъемка; б) микросъемка, николи X

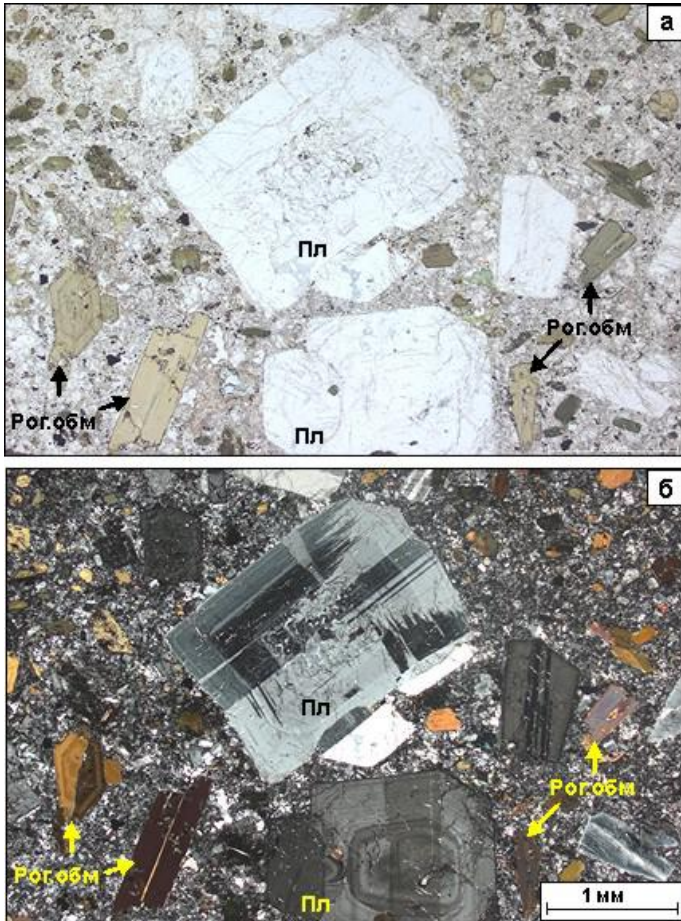


Рис. 8. Диорит-порфирит с эпорфировой структурой. Порфировые вкрапленники сложены плагиоклазом (Пл) и роговой обманкой (Рого.обм) размером, преимущественно, 1–2 мм. Основная масса тонкомикрзернистая и состоит из плагиоклаза и роговой обманки: а) николи II; б) николи X

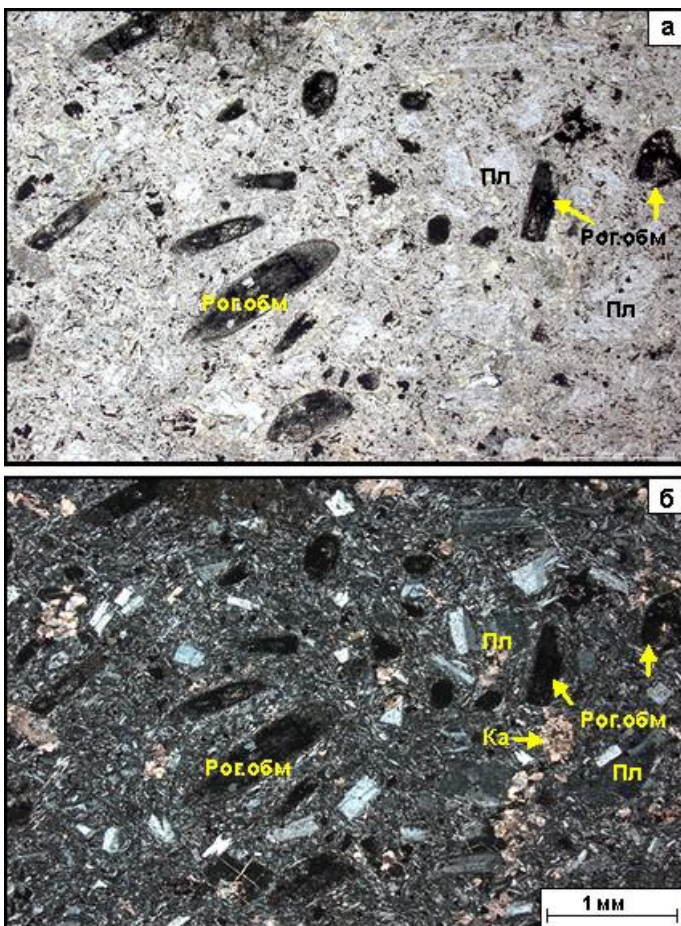


Рис. 9. Андезит с микропорфировой структурой. Порфировые вкрапленники представлены индивидами плагиоклаза (Пл) и опациitized роговой обманки (Рог.обм) с размером менее 1 мм. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, вулканического стекла и тонкой вкрапленности рудных минералов. Вулканическое стекло хлоритизировано и окрашено в слабые желтовато-зеленоватые тона. а) николи II; б) николи X



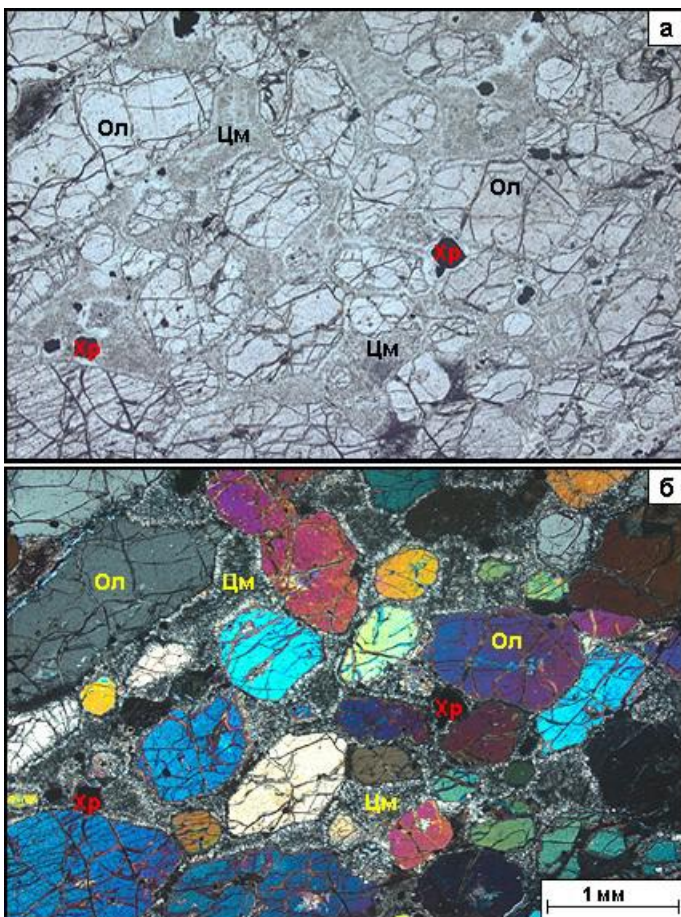


Рис. 10. Оливиновый пикрит с криптовой структурой. Многочисленные порфиоровые вкрапленники представлены оливином (Ол), которые имеют субизометричную, либо гипидиоморфную шестиугольную форму. Размер вкрапленников 1–2 мм. Цементирующая масса (Цм) сложена тонкозернистым хлорит-тремолитовым агрегатом, образовавшимся в результате раскристаллизации вулканического стекла: а) николи II, б) николи X

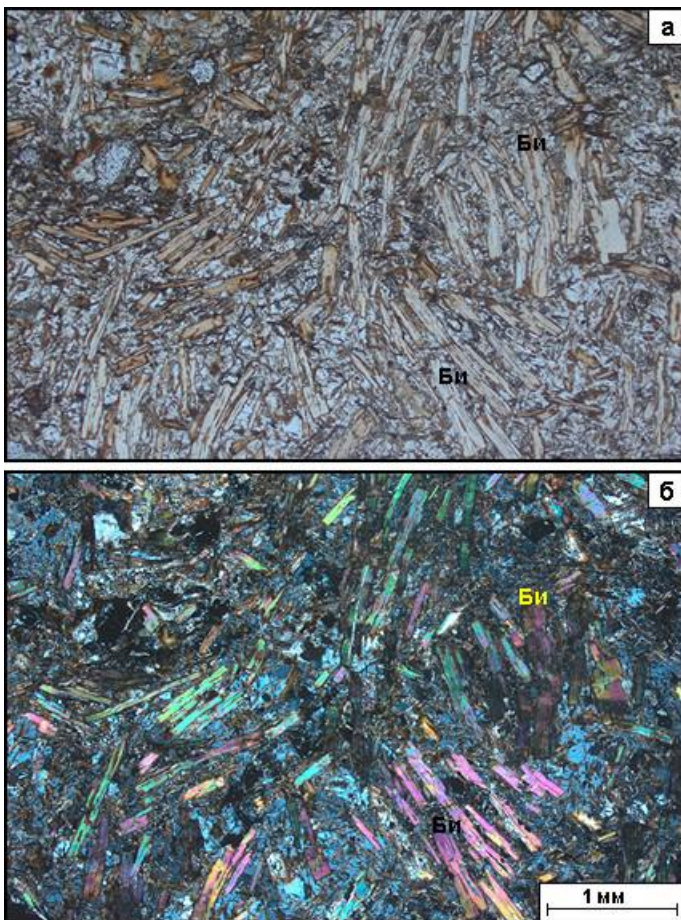


Рис. 11. Минетта, диасхистовая меланократовая дайковая порода с лампрофировой структурой. В породе наблюдаются многочисленные порфиновые вкрапленники, представленные только удлиненными зернами биотита (Би) с высокой степенью идиоморфизма. Калишпат слагает тонкозернистые агрегаты, выполняющие промежутки между зернами биотита: а) николи II, б) николи X

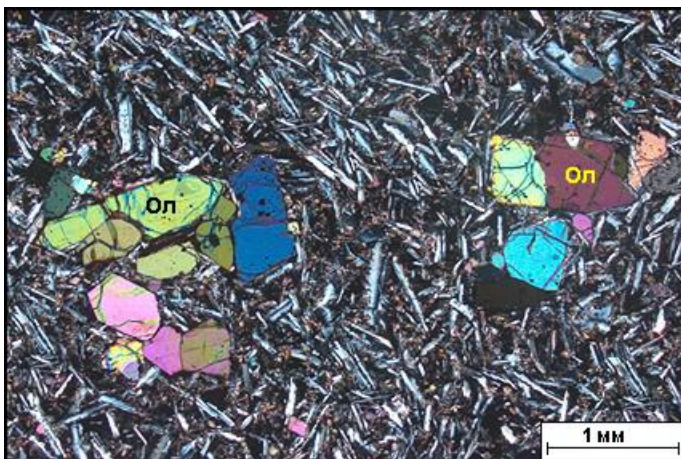


Рис. 12. Оливиновый базальт с гломеропорфировой структурой. Порфировые вкрапленники оливина (Ол) образуют агрегативные скопления. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза с примесью мелких зерен оливина и вулканического стекла. Николи X

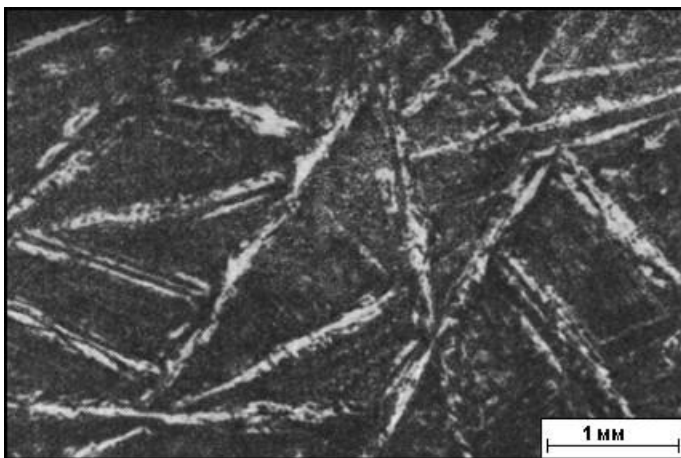


Рис. 13. Лучистая структура спинифекс в породе из пояса Барбетрон, ЮАР (Конди, 1983). Видны псевдоморфозы серпентина (светлые) по скелетному оливину. Николи II



## 3.2. По форме и взаимоотношениям составных частей

### 3.2.1. Структуры интрузивных пород



Рис. 14. Аплит представлен тонко-микрозернистым агрегатом минералов. Порода сложена зернами кварца (Кв), калишпата (КПШ), кислого плагиоклаза (Пл) и биотита (Би). Минералы имеют субизометричную и неправильную форму, обычно с изрезанными, заливообразными контурами, что определяет аплитовую структуру породы. Николи X

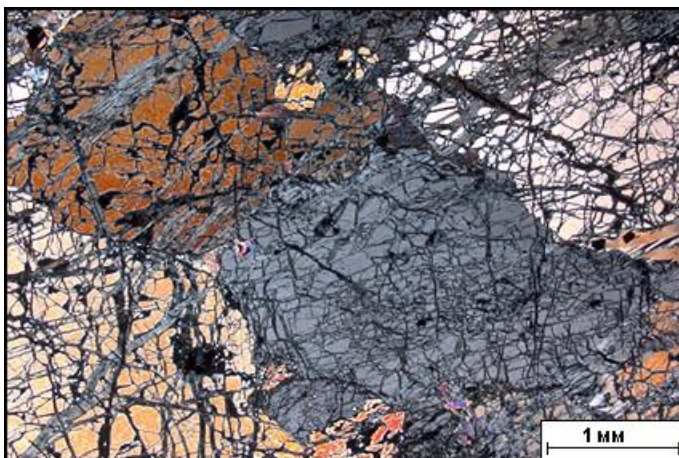


Рис. 15. Дунит. Структура панидиоморфная. Порода мономинеральная и сложена субизометричными зернами оливина с плавными, округлыми очертаниями. Николи X

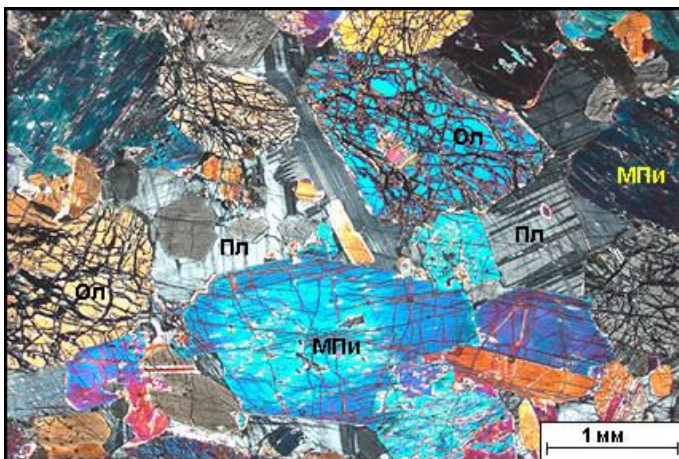


Рис. 16. Оливиновое габбро. Структура габбровая. Порода сложена зернами плагиоклаза (Пл), клинопироксена (МПи) и оливина (Ол), которые имеют субизометричную и таблитчатую форму: а) николи II; б) николи X.

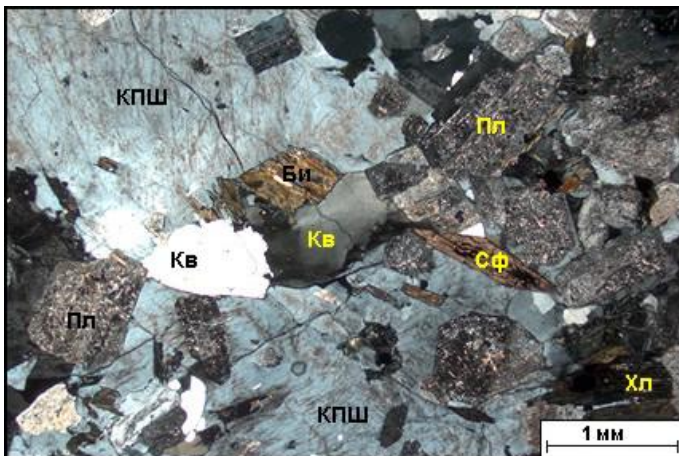


Рис. 17. Порфировидный гранит с гранитовой структурой. По степени идиоморфизма выявляется последовательность образования минералов: сфен → биотит → плагиоклаз → калиевый полевой шпат → кварц

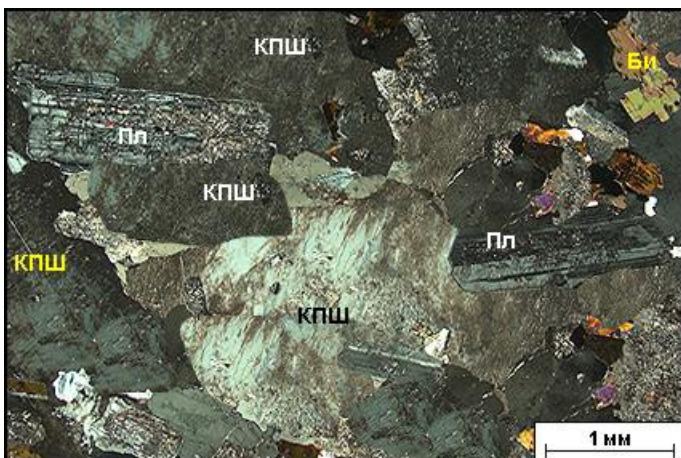


Рис. 18. Сиенит с монзонитовой структурой, которая обусловлена формой главных минералов: гипидиоморфных призматических зерен плагиоклаза (Пл) и неправильных по форме зерен калиевого полевого шпата (КПШ). В породе наблюдаются пластинчатые индивиды биотита (Би), обладающие наибольшим идиоморфизмом. Никולי X

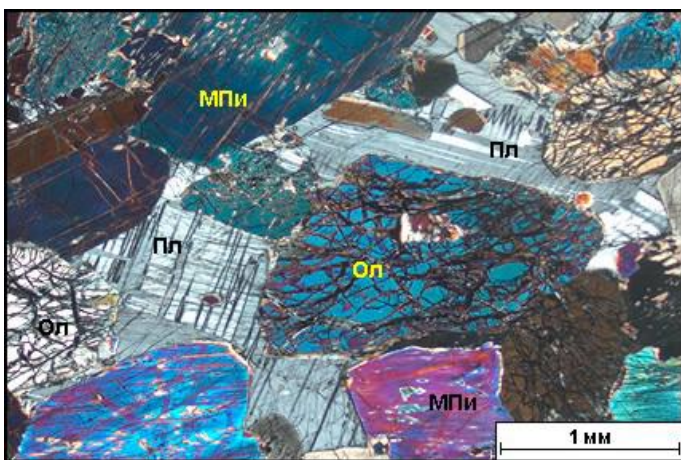


Рис. 19. Оливиновое габбро. Кумулятивная структура породы обусловлена присутствием гипидиоморфных зерен (хадакристаллов) оливина (Ол) и клинопироксена (МПи), промежутки (интерстиции) между которыми выполнены зернами (ойкокристаллами) плагиоклаза (Пл). Никולי X



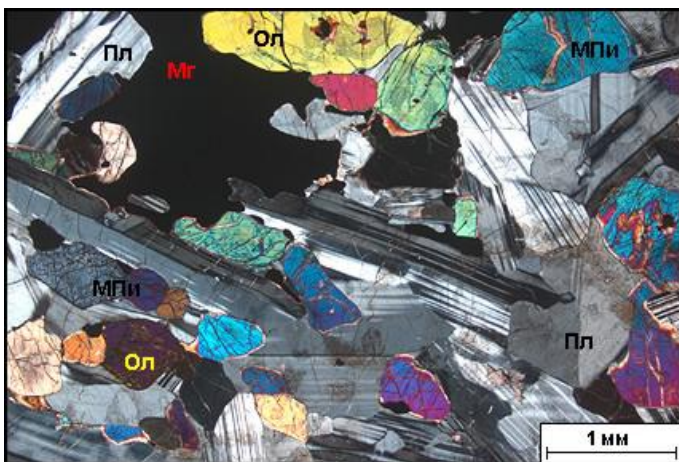


Рис. 20. Оливиновое габбро с офитовой структурой. Структура породы определяется присутствием длиннопризматических индивидов плагиоклаза (Пл) и субизометричных зерен оливина (Ол) и клинопироксена (МПи). Николи X

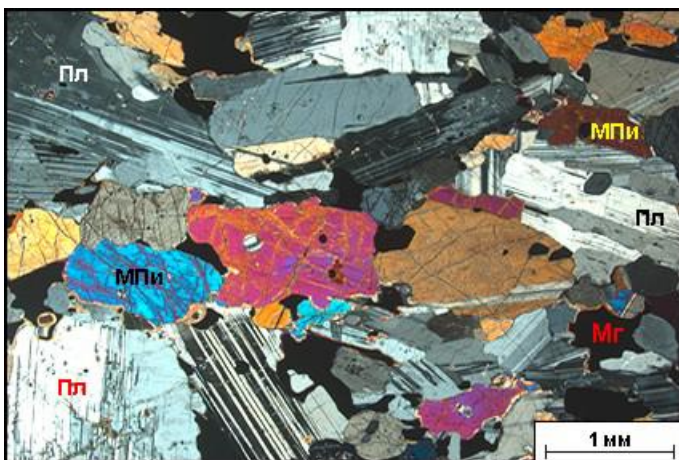


Рис. 21. Габбро с габбро-офитовой структурой. Порода сложена таблитчатыми, призматическими зернами плагиоклаза (Пл) и субизометричными, слабо удлиненными индивидами клинопироксена (МПи) имеющими, примерно одинаковые размеры. Николи X

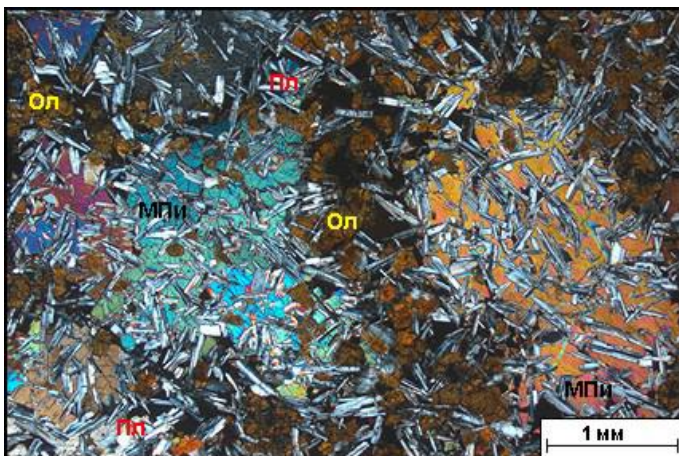


Рис. 22. Долерит. Пойкилоофитовая структура породы обусловлена наличием крупных индивидов клинопироксена (МПи) и оливина (Ол), которые пронизаны многочисленными длиннопризматическими лейстами плагиоклаза (Пл). Николи X

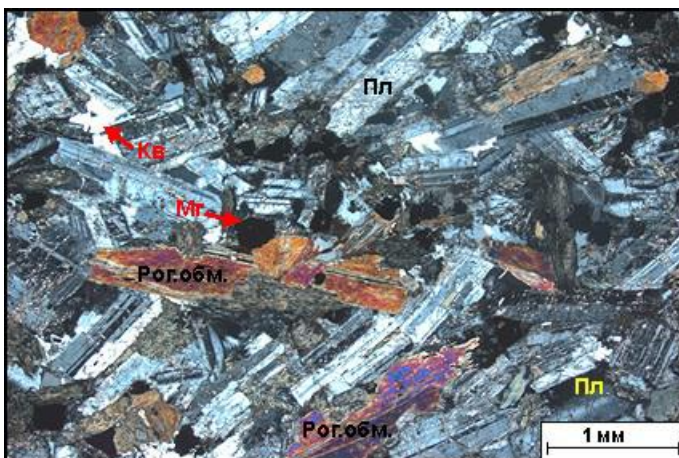


Рис. 23. Диорит. Диоритовая структура обусловлена присутствием удлиненных и длиннопризматических зерен как плагиоклаза (Пл), так и роговой обманки (Рог.обм.), обладающих одинаковой, либо переменной степенью идиоморфизма. В породе встречаются вкрапленность мелких зерен кварца (Кв) и магнетита (Мг). Николи X



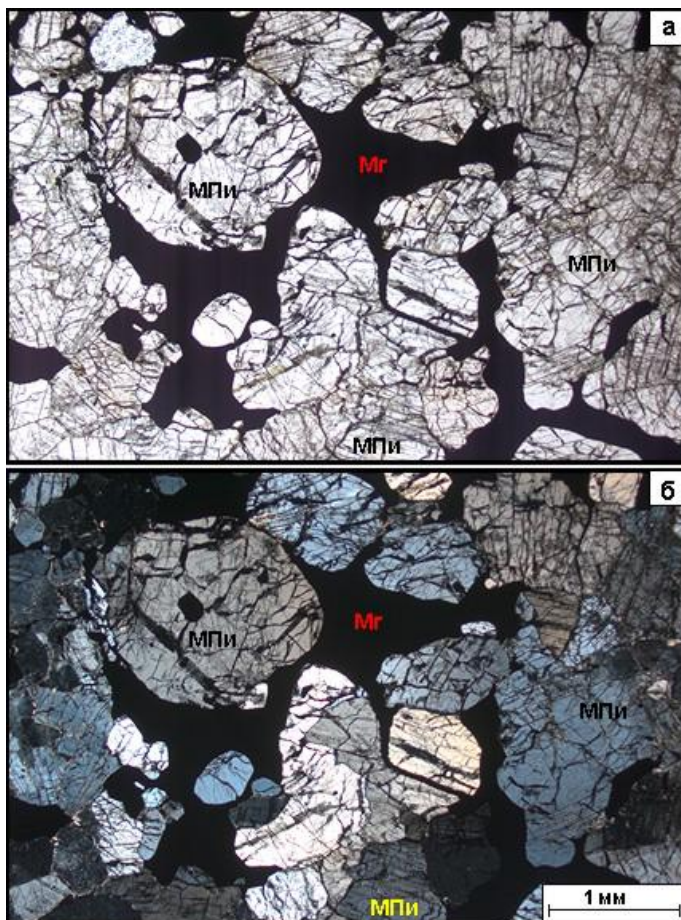


Рис. 24. Рудный клинопироксенит (кошьвит) с сидеронитовой структурой. Субизометричные зерна клинопироксена (МПи) сцементированы рудным минералом – магнетитом (Mg): а) николи II, б) николи X

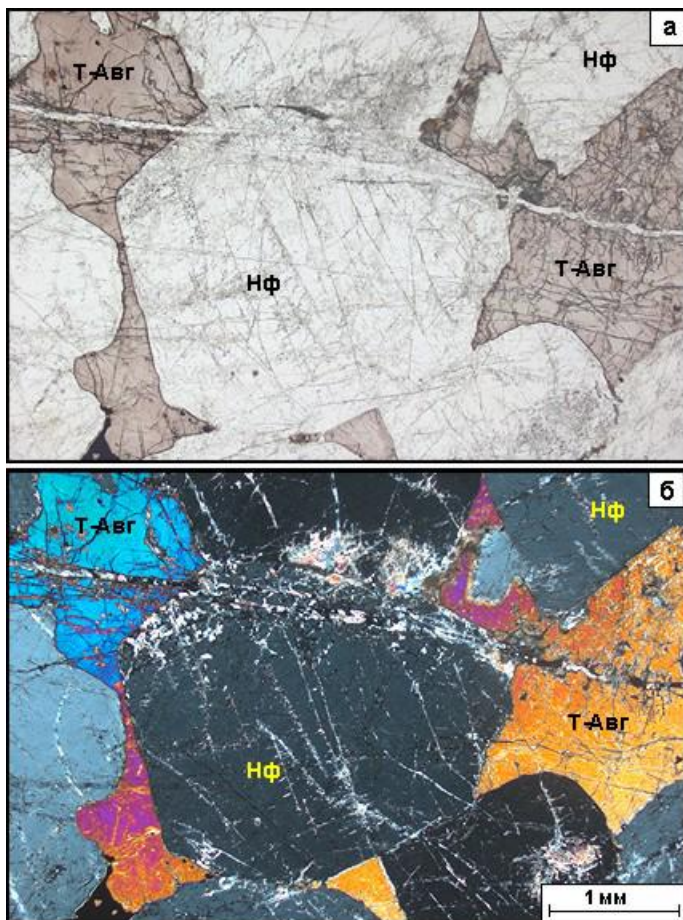


Рис. 25. Уртит с габброитовой структурой. Порода сложена нефелина (Нф) с высокой степенью идиоморфизма и ксеноморфными индивидами титанавгита (Т-Авг): а) николи II, б) николи X

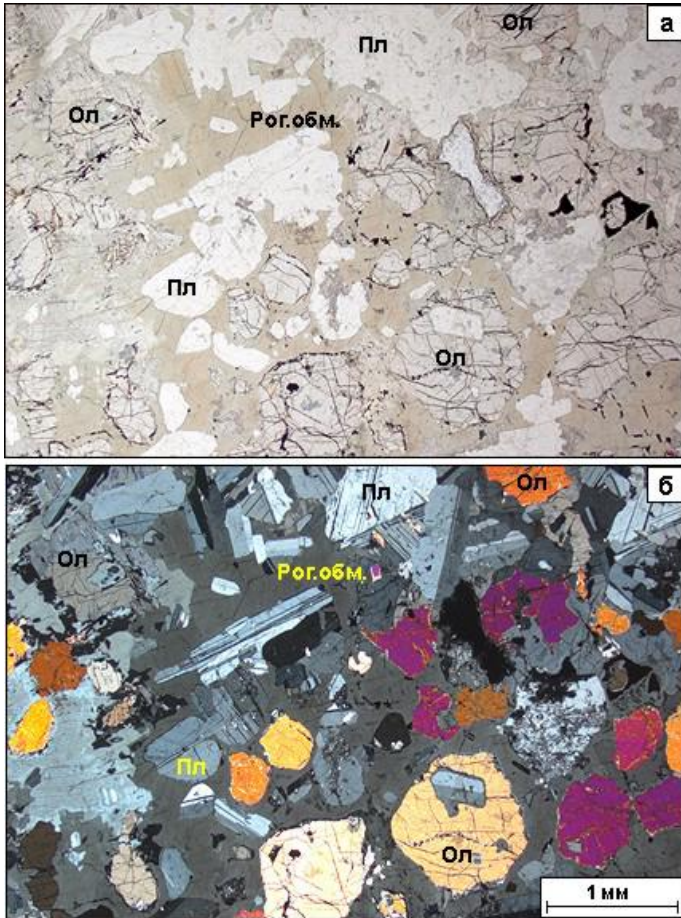


Рис. 26. Горнблендит с пойкилитовой структурой. Порода сложена крупными зернами роговой обманки (Рог.обм.), содержащими многочисленные пойкилитовые включения субизометричных зерен оливина (Ол) и призматических зерен плагиоклаза (Пл): а) николи II, б) николи X



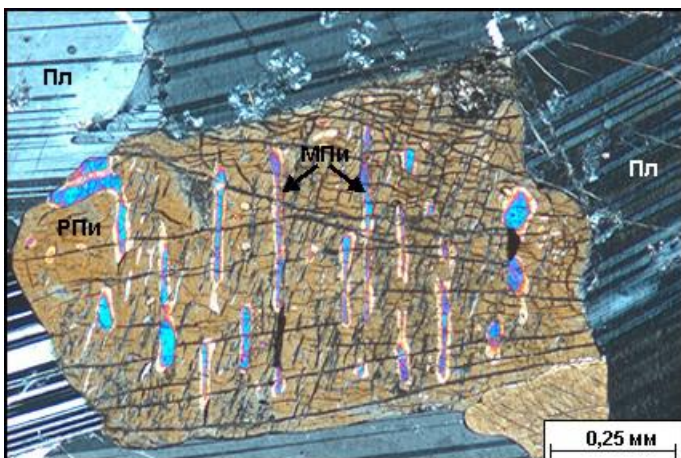


Рис. 27. Норит, сложенный плагиоклазом (Пл) и ромбическим пироксеном (РПи). Наблюдается графическая структура, обусловленная наличием закономерных вростков клинопироксена (МПи) в зернах ромбического пироксена (РПи). Николи X

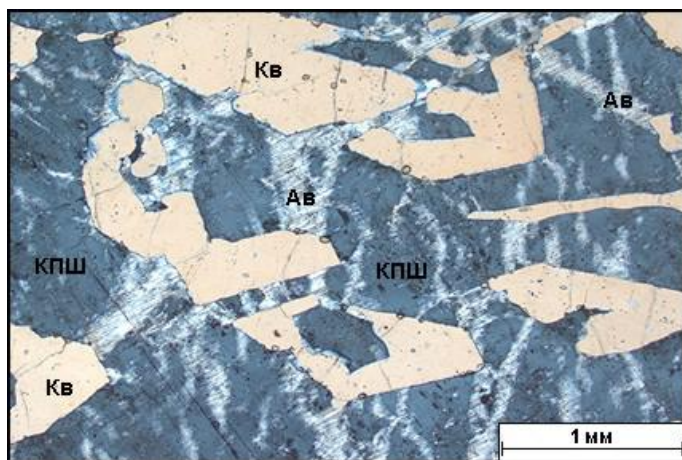


Рис. 28. Пегматит с пегматитовой структурой, представляет собой закономерные сращения калиевого полевого шпата (КПШ) и кварца (Кв). Зерна КПШ имеют пертитовую структуру, обусловленное присутствием в них закономерных вростков альбита (Ав) в виде ветвящихся жилок. Николи X



Рис. 29. Гранит-пегматит с письменной структурой, обусловленной наличием в зернах калишпата закономерных клинообразных включений кварца в виде специфического рисунка, напоминающих иероглифы

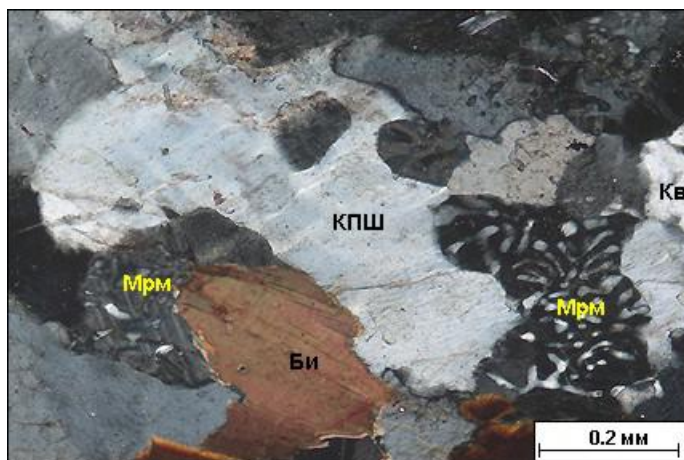


Рис. 30. Гранит. В зернах плагиоклаза, контактирующих с калишпатом (КПШ) наблюдается мирмеkitовая структура (Мрм), обусловленная тонким закономерным прорастанием плагиоклаза многочисленными червеобразными вростками кварца. В породе наблюдаются зерна кварца (Кв) и биотита (Би). Николи X

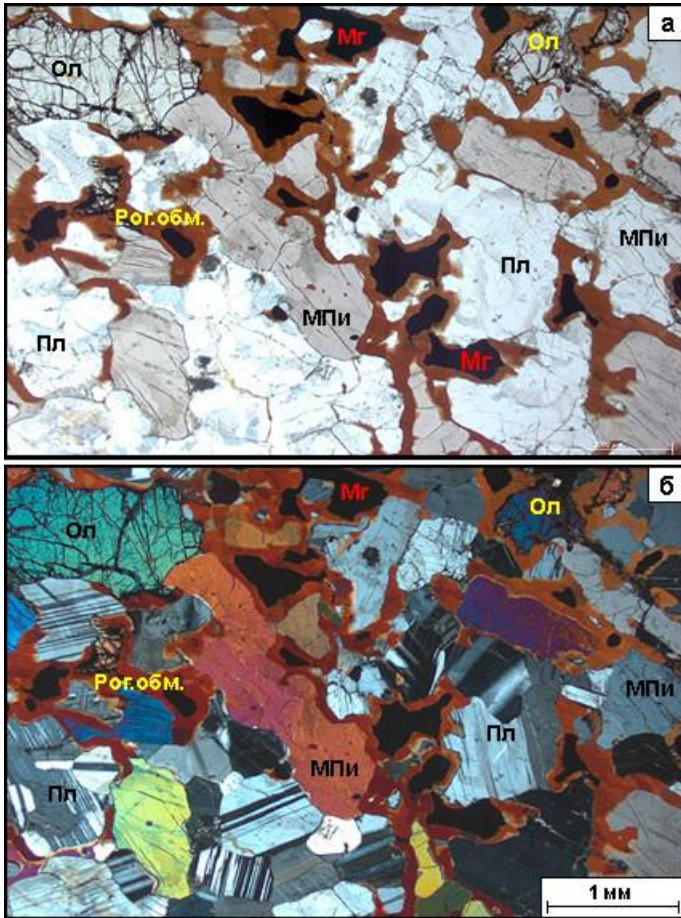


Рис. 31. Оливиновое габбро. В породе отчетливо проявляются венцовая структура, образование которой связано с появлением непрерывных оторочек роговой обманки (Рог.обм), либо их фрагментов вокруг зерен клинопироксена (МПи), оливина (Ол) и магнетита (Mg): а) николи II, б) николи X



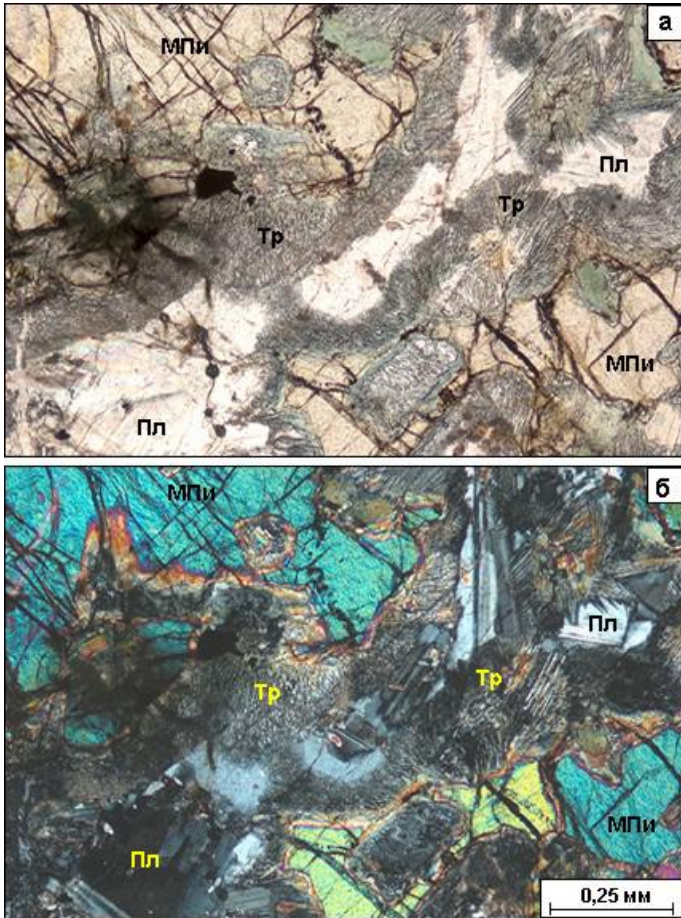


Рис. 32. Габбро с фрагментами келифитовой структуры, обусловленной наличием оторочек тремолита (Тр) на границе зерен клинопироксена (МПи) и плагиоклаза (Пл). Оторочки сложены игольчатыми индивидами тремолита, которые располагаются субнормально к границам зерен клинопироксена и плагиоклаза: а) николи II, б) николи X

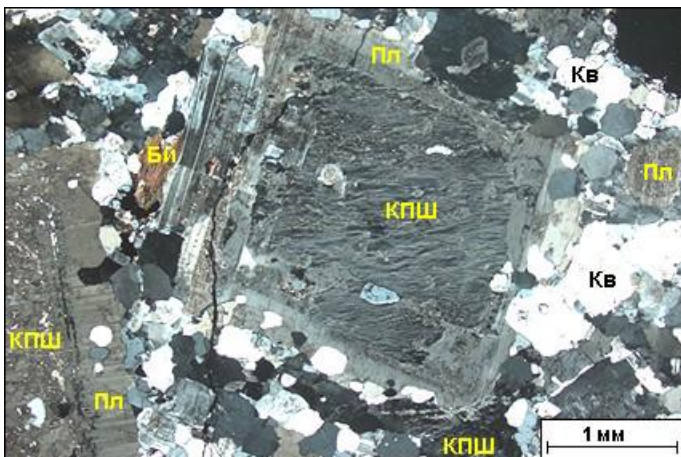


Рис. 33. Порфировидный гранит со структурой рапакиви, обусловленной наличием порфировидных вкрапленников, представленных зернами калишпата (КПШ) с внешними каемками плагиоклаза (Пл). Основная масса имеет гранитовую структуру, сложена биотитом (Би), плагиоклазом (Пл), калишпатом (КПШ) и кварцем (Кв). Николи X

### 3.2.2. Структуры эффузивных пород



Рис. 34. Вулканическое стекло. Структура стекловатая (гиалиновая). В стекле (черное поле) отмечаются субмикроскопические мерцающие точки, которые представляют собой зародыши минералов. Николи X



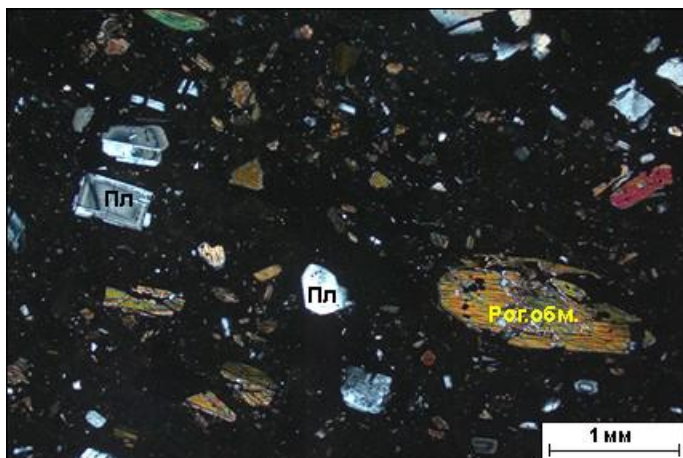


Рис. 35. Гиалоандезит. Структура витропорфировая. Основная масса породы сложена вулканическим стеклом (черное поле), в которое погружены мелкие порфировые вкрапленники зонального плагиоклаза – андезина (Пл) и роговой обманки (Рог.обм.). Николи X

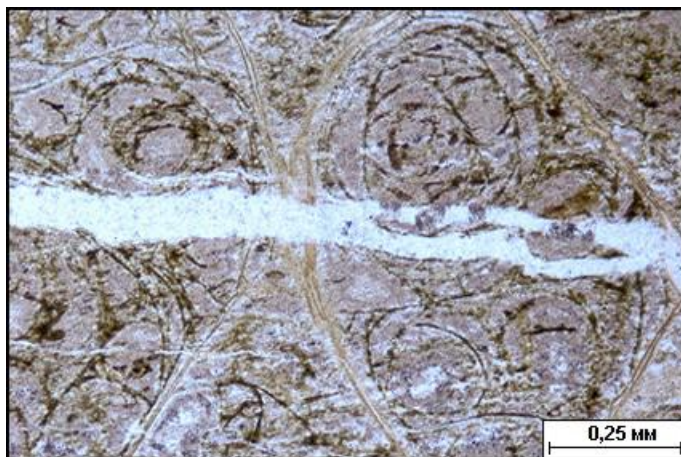


Рис. 36. Вулканическое стекло с перлитовой структурой, обусловленной наличием многочисленных концентрических, скорлуповатых трещинок. Порода рассекается жилкой кварца. Николи II

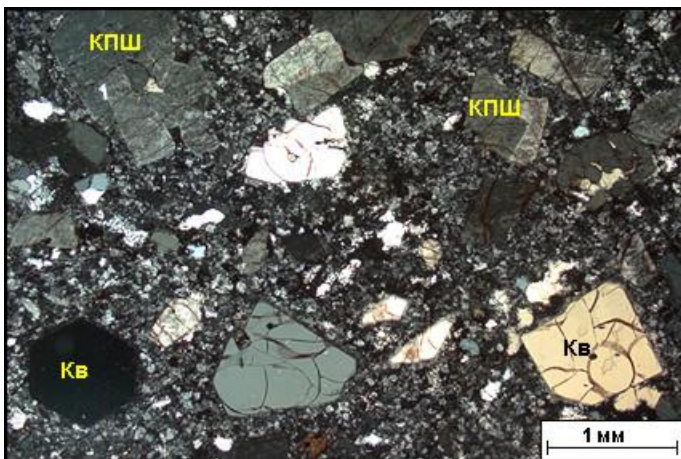


Рис. 37. Риолит. Основная масса породы имеет микрогранитовую структуру, обусловленную присутствием мелких таблитчатых зерен плагиоклаза, калишпата и ксеноморфных зерен кварца. Порфиоровые вкрапленники представлены идиоморфными зернами  $\beta$ -кварца (Кв) и таблитчатыми зернами калишпата (КПШ). Николи X



Рис. 38. Микрогранит с микропегматитовой структурой (Пгм), обусловленной закономерным срастанием кварца и калишпата, в породе отмечаются также зерна чистого кварца (Кв). Николи X

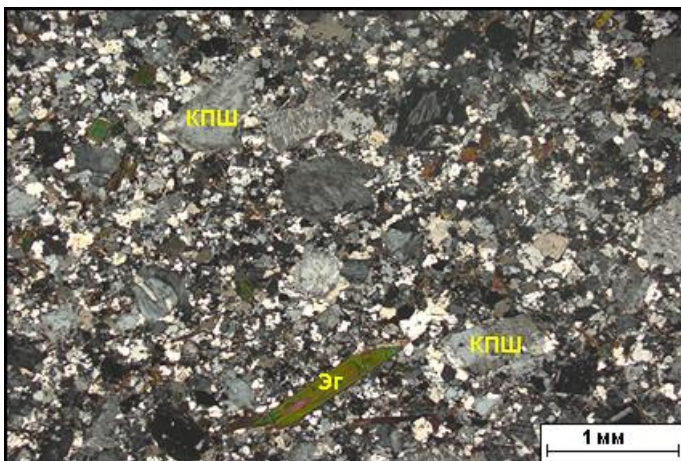


Рис. 39. Щелочной трахит с ортофировой структурой основной массы, которая определяется наличием мелких субизометричных и таблитчатых зерен калишпата. Порфиоровые вкрапленники представлены субизометричными зернами калишпата (КПШ) и единичными длиннопризматическими индивидами эгирина (Эг). Николи X

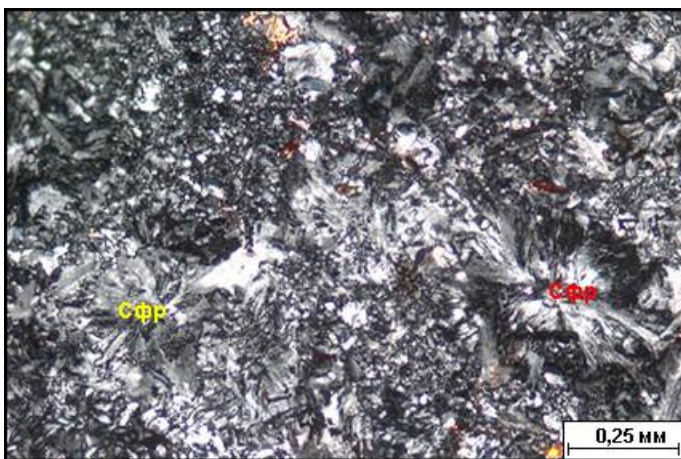


Рис. 40. Риолит. В основной микрогранитовой массе наблюдаются участки со сферолитовой структурой. Сферолиты (Сфр) представляют радиально-лучистые сферические образования, сложенные волокнами калиевого полевого шпата и кварца. Николи X



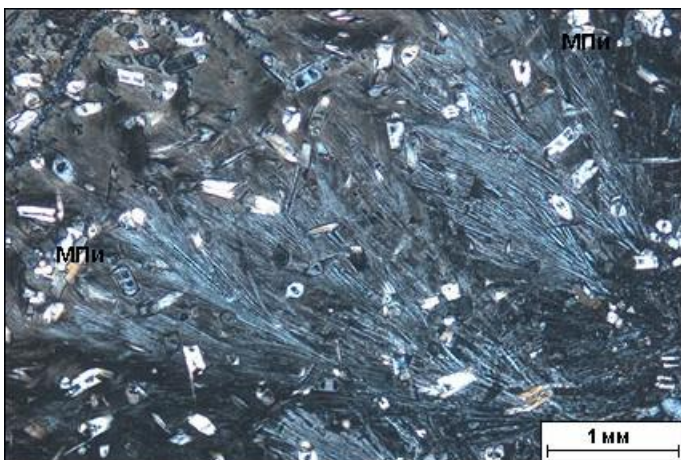


Рис. 41. Базальт с вариолитовой структурой основной массы, обусловленной присутствием радиально-лучистых и сферических образований (вариолей), сложенных волокнистыми индивидами основного плагиоклаза, среди которых наблюдаются мелкие призматические и таблитчатые зерна клинопироксена (МПи). Николи X

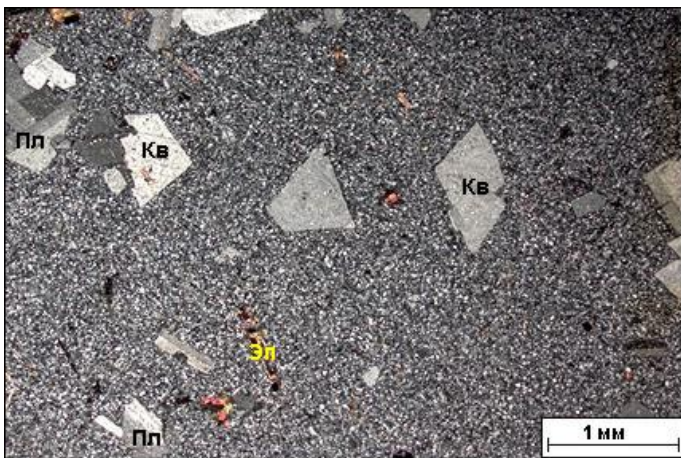


Рис. 42. Дацит с фельзитовой структурой основной массы, сложенной микрокристаллическим агрегатом практически нераспознаваемых минералов. Среди основной массы наблюдаются порфиоровые вкрапленники кварца (Кв) и плагиоклаза (Пл). Иногда встречаются яркие зерна эпидота (Эп), которые образовались в результате наложенных вторичных процессов. Николи X

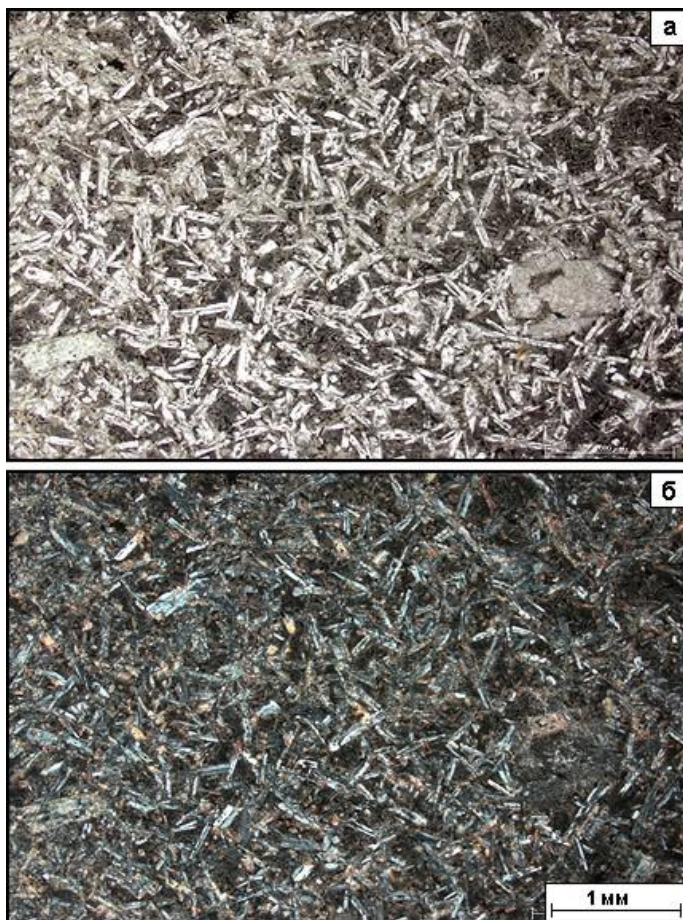


Рис. 43. Афировый базальт с интерсертальной структурой, обусловленной наличием многочисленных хаотично расположенных микролитов плагиоклаза, интерстиции между которыми выполнены вулканическим стеклом. Стекло как при одном николе, так и в скрещенных имеет черный цвет, оно частично раскристаллизовано с образованием карбонатов, которые выделяются аномальными палевыми и перламутровыми цветами интерференции. Никели X





Рис. 44. Порфировый оливиновый базальт. Основная масса имеет интергранулярную структуру. Отличительным признаком которой является присутствие в интерстициях мелких субизометричных зерен оливина и клинопироксена. Порфировые вкрапленники представлены зернами оливина. Николи X

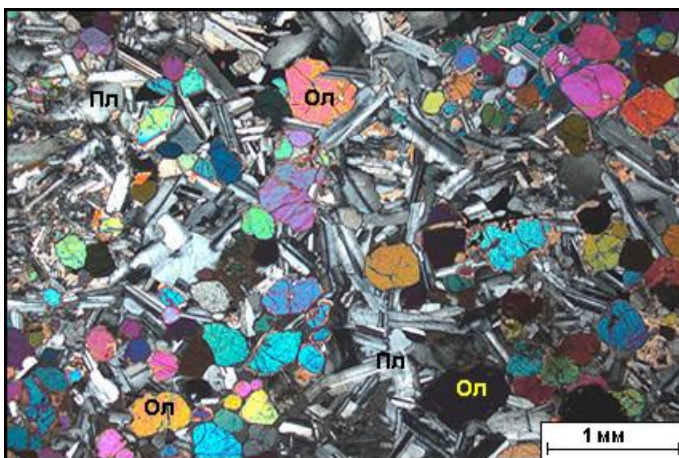


Рис. 45. Оливиновый долерит. Долеритовая структура обусловлена присутствием длиннопризматических зерен плагиоклаза (Пл), интерстиции между ними выполнены субизометричными зернами оливина (Ол). Николи X

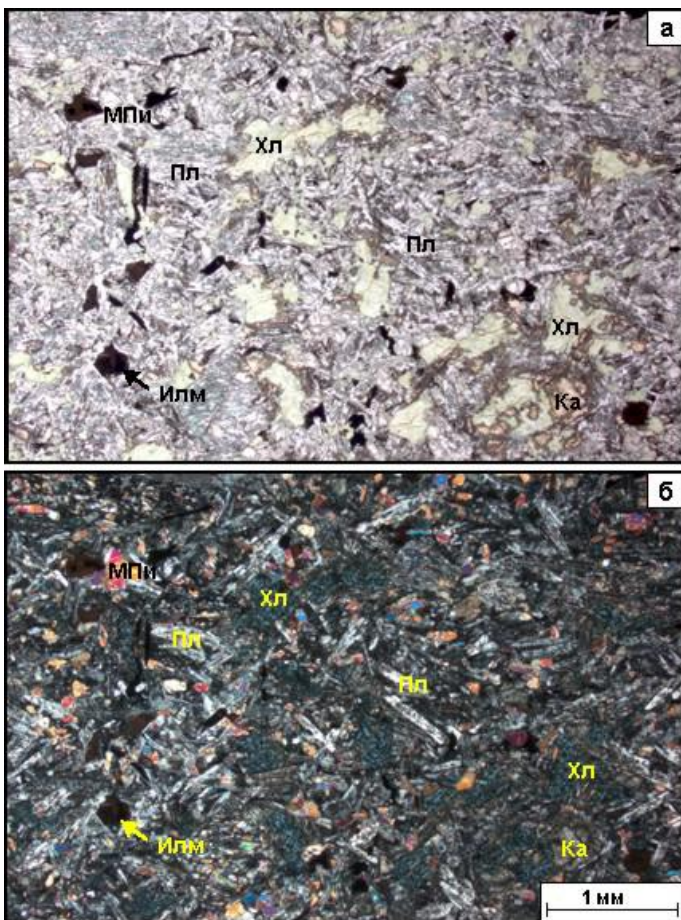


Рис. 46. Метабазальт. Структура диабазовая. Порода в значительной степени затронута вторичными изменениями. Длиннопризматические зерна плагиоклаза (Пл) сосюритизированы. Сохранились реликты зерен клинопироксена (МПи). Интерстиции выполнены вторичными зелеными минералами, преимущественно хлоритом (Хл), и частично, кальцитом (Ка). В породе встречается редкая вкрапленность зерен ильменита (Илм): а) николи II, б) николи X

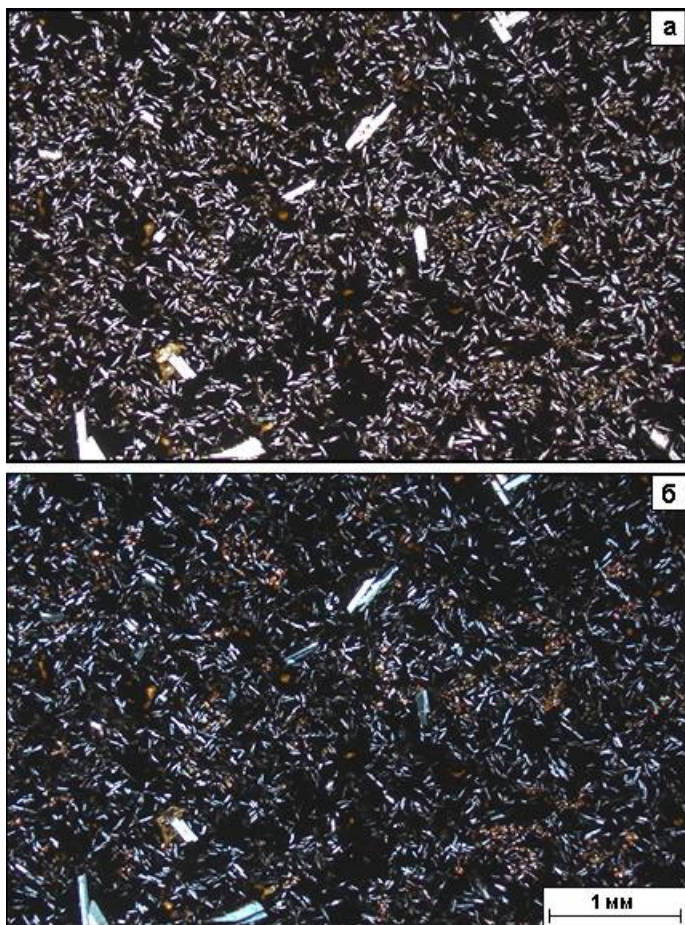


Рис. 47. Андезит. Структура основной массы гиалопилитовая (андезитовая), обусловленная присутствием большого количества вулканического стекла, в которое погружены разрозненные микролиты и порфиоровые вкрапленники плагиоклаза. Вулканическое стекло как при одном, так и в скрещенных николях имеет черный цвет: а) николи II, б) николи X



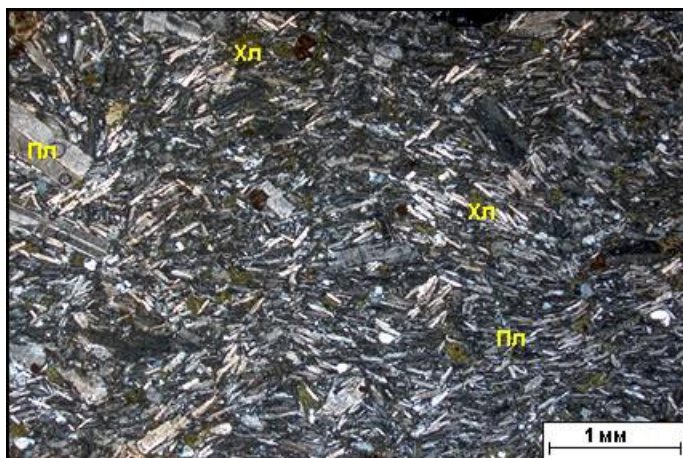


Рис. 48. Метаандезит. Структура пилотаксовая, структурный рисунок которой определяется субпараллельной ориентировкой микролитов плагиоклаза, которая отражает направление течения лавового потока. Вулканическое стекло в породе полностью девитрифицировано с образованием хлорита. Николи X

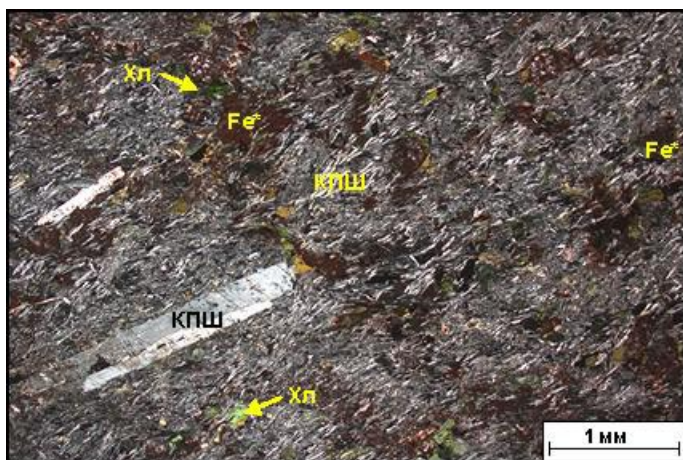


Рис. 49. Метатрахит с трахитовой структурой, обусловленной субпараллельным расположением как микролитов калишпата (КПШ), слагающих основную массу породы, так и его порфировых вкрапленников. Их ориентировка показывает направление течения лавового потока. В основной массе наблюдаются хлорит (Хл) и бурые гидрокислы железа ( $Fe^*$ ). Николи X

## 2. ТЕКСТУРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД



Рис. 50. Нефелиновый сиенит (хибинит) с однородной (массивной) текстурой. Порода сложена, главным образом, калишпатом и нефелином (светлые минералы), при подчиненной роли эгирина (зеленый) и эвдиалита (бардовый)



Рис. 51. Сиенит со шлировой текстурой. Порода сложена, преимущественно, калишпатом при подчиненной роли плагиоклаза и темноцветных минералов. Шлировые обособления выделяются более мелкозернистой структурой и обогащены темноцветными минералами

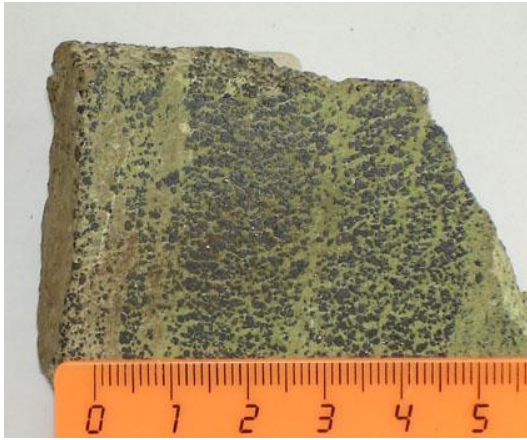


Рис. 52. Серпентинизированный дунит. Полосчатая текстура обусловлена неравномерной вкрапленностью хромшпинелидов



Рис. 53. Нефелиновый сиенит (мариуполит) с выраженной гнейсовидной текстурой, обусловленной субпараллельным расположением чешуйчатых индивидов и цепочечных агрегатов слюды (лепидомелана). Основная масса породы сложена светло-бурым нефелином и белым альбитом



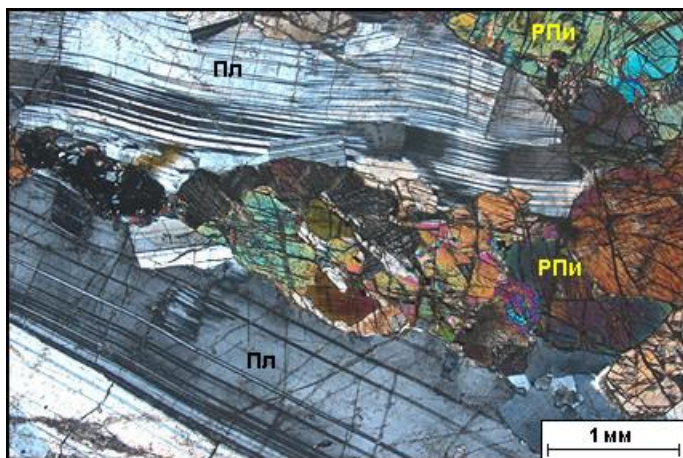


Рис. 54. Норит с трахитоидной текстурой, обусловленной субпараллельной ориентировкой крупных призматических и таблитчатых зерен плагиоклаза (Пл), промежутки между которыми выполнены мелкозернистым агрегатом зерен ромбического пироксена (РПи), представленного гиперстеном. Николи X

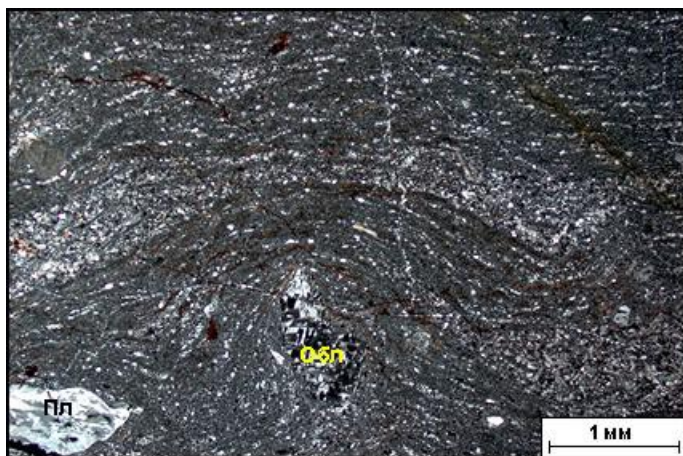


Рис. 55. Вулканическое стекло с флюидальной текстурой, обусловленной субпараллельным расположением мелких удлинённых минеральных индивидов, неравномерная концентрация которых формирует полосчатость. Цепочки и полосы огибают более крупные включения плагиоклаза (Пл), обломков пород (Обл) и показывают направление течения лавового потока. Николи X



Рис. 56. Вулканическое стекло (обсидиан) с плотной (компактной) текстурой. Отличается характерным черным цветом и раковистым изломом



Рис. 57. Базальт с пористой, миндалекаменной текстурой. Многочисленные округлые поры выполнены кальцитом, который выделяется белым цветом

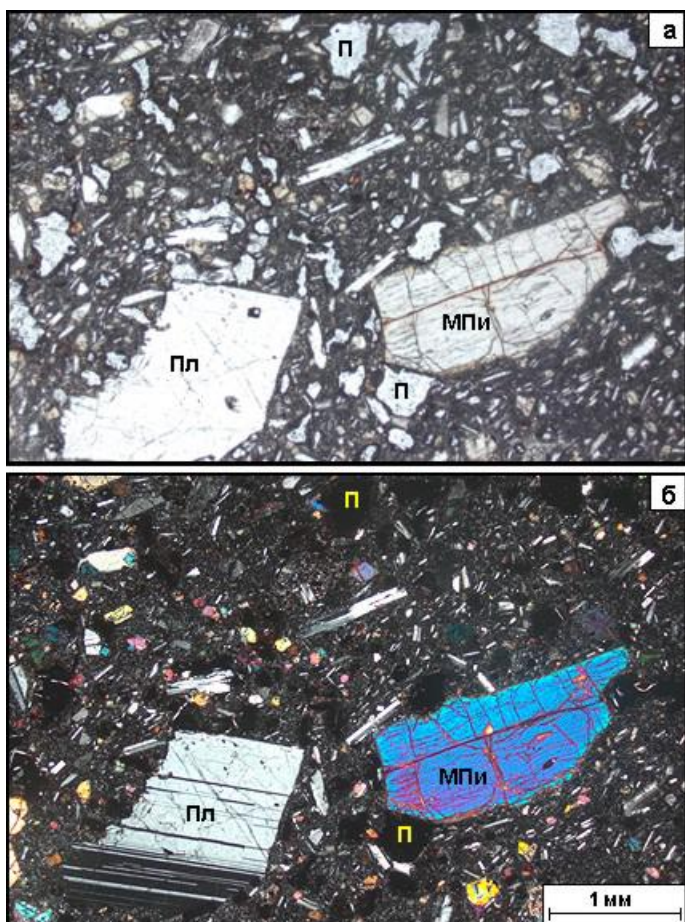


Рис. 58. Порфиновый андезит с пористой текстурой. Порфировые вкрапленники представлены зернами плагиоклаза (Пл) и клинопироксена (МПи). Основная масса обнаруживает гиалопилитовую (андезитовую) структуру. Она сложена микролитами плагиоклаза, мелкими субизометричными зернами клинопироксена и вулканическим стеклом. В породе наблюдаются многочисленные поры (П), преимущественно субизометричного облика. При одном николе они выделяются резким отрицательным рельефом, а в скрещенных николях наблюдаются в виде субизометричных полей черного цвета: а) николи II, б) николи X





Рис. 59. Метабазальт с миндалекаменной текстурой. В породе наблюдаются округлые миндалины, сложенные хлоритом (Хл) и кальцитом (Са). Нередко миндалины имеют зональное строение: их внутренняя часть выполнена кальцитом, а внешняя кайма – хлоритом. Основная масса породы имеет интерсертальную структуру и состоит из многочисленных хаотично расположенных микролитов плагиоклаза, интенсивно соссорицизированного. Николи X



Рис. 60. Гранит-пегматит с миароловой текстурой. Угловатая миароловая полость выполнена щеткой мелких кристаллов горного хрусталя и полевого шпата





Рис. 61. Габбро с шаровой текстурой, обусловленной присутствием в породе эллипсоидальных концентрически-зональных образований среди кристаллически зернистой основной массы

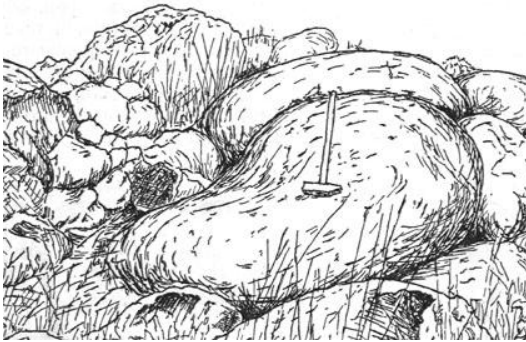


Рис. 62. Подушечная лава в спилитах. Естественные выходы на вершинах холмов. Отдельные «подушки» достигают 1–1,5 м в поперечнике. Блява, Южный Урал (Заварицкий, 1956)

## 5. СТРУКТУРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

### 5.1. Кристаллобластовые структуры

#### 5.1.1. По размерам составных частей

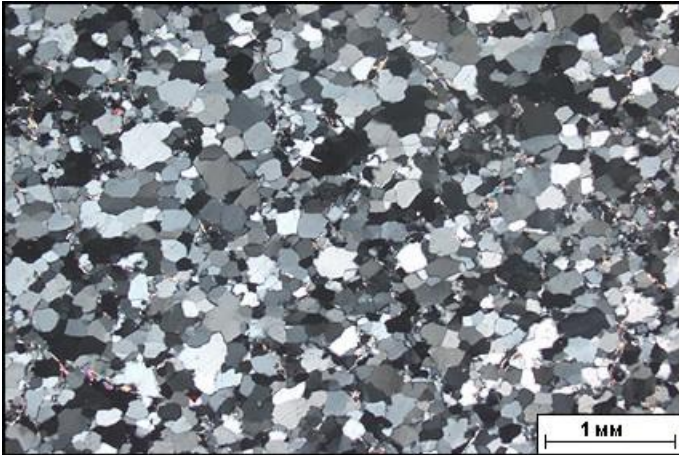


Рис. 63. Тонкозернистый кварцит с равномернозернистой, гомеобластовой структурой. Зерна кварца имеют субизометричную форму. Николи X

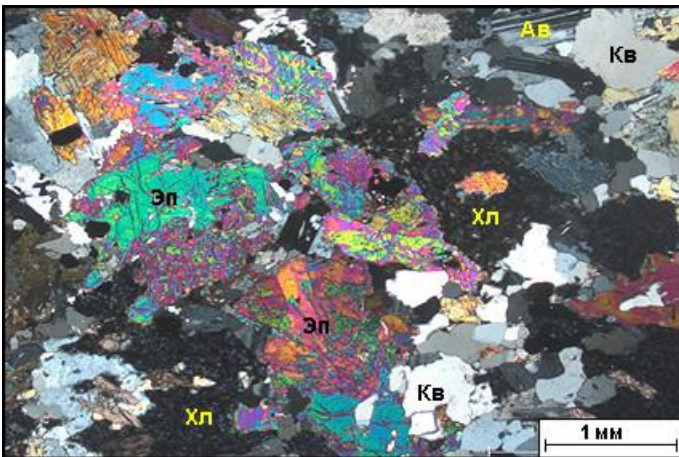


Рис. 64. Метасоматит с неравномернозернистой гетерогранобластовой структурой, обусловленной присутствием зерен, размер которых изменяется от сотых долей мм до 1,5 мм. Порода сложена эпидотом (Эп), кварцем (Кв), альбитом (Ав) и микрозернистым хлоритовым агрегатом (Хл). Николи X

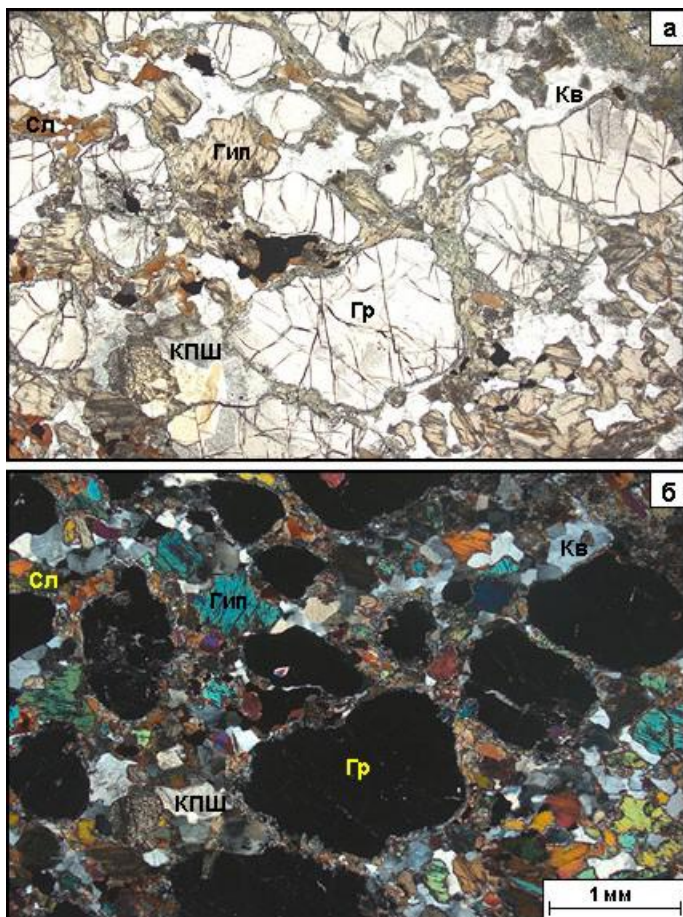


Рис. 65. Гранатовый гнейс с порфиробластовой структурой. Порфиробласты представлены крупными зернами граната (Гр). Основная масса породы сложена гиперстеном (Гип), слюдой (Сл), калишпатом (КПШ) и кварцем (Кв): а) николи II, б) николи X



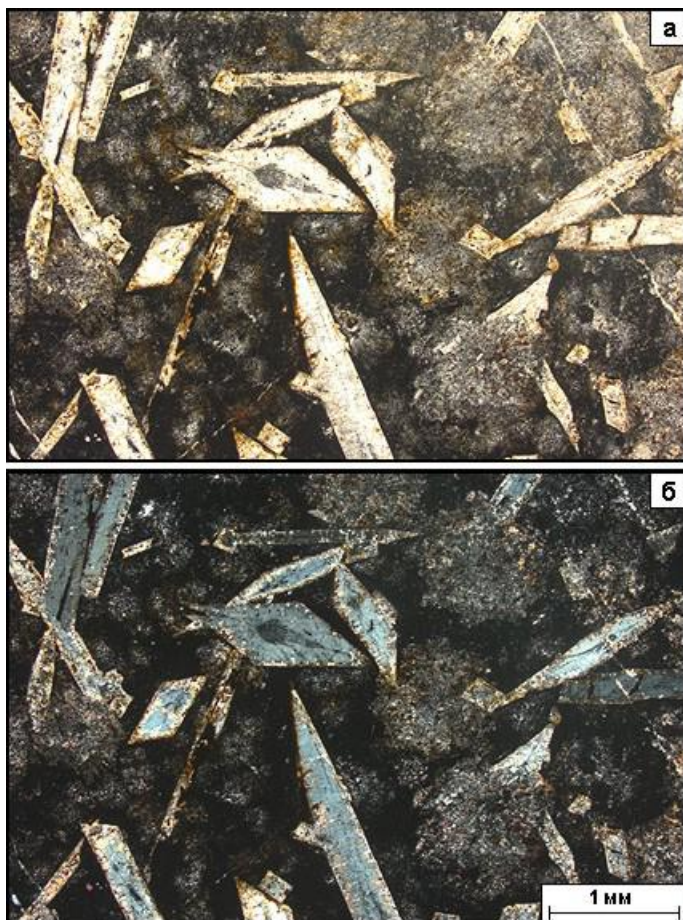


Рис. 66. Хиастолитовый роговик с порфиробластовой структурой. Вкрапленники андалузита имеют идиобластовую форму. Некоторые из них содержат углистое вещество в виде крестообразных обособлений, что позволяет диагностировать андалузит в виде его разновидности – хиастолита. По краям зерен андалузита отмечается его частичное замещение серицитом. Основная масса имеет пятнистую текстуру, обусловленную неравномерной тонкой раскristаллизацией исходного материала: а) николи II, б) николи X

5.1.2. По форме составных частей

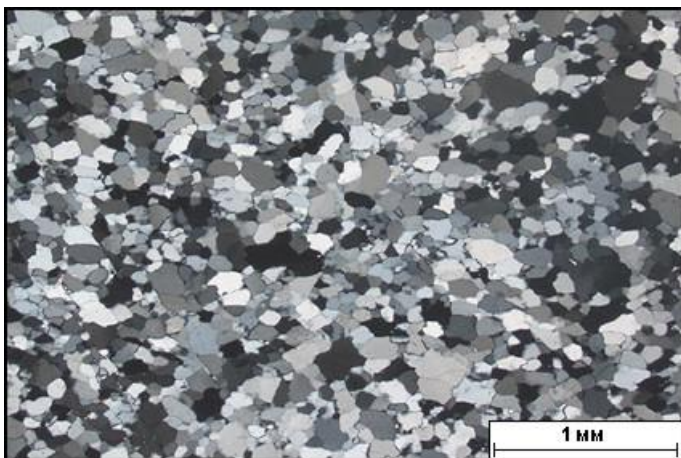


Рис. 67. Кварцит с тонкозернистой, гранобластовой структурой. Порода сложена субизометричными зернами кварца. Николи X

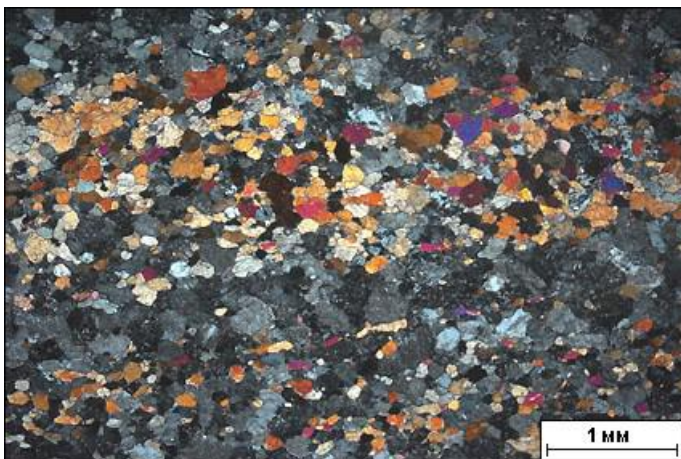


Рис. 68. Пироксен-плагиоклазовый роговик с мостовой структурой из внутренней зоны контактового ореола. Порода раскристаллизована и сложена субизометричными и полигональными зернами клинопироксена и плагиоклаза. Николи X

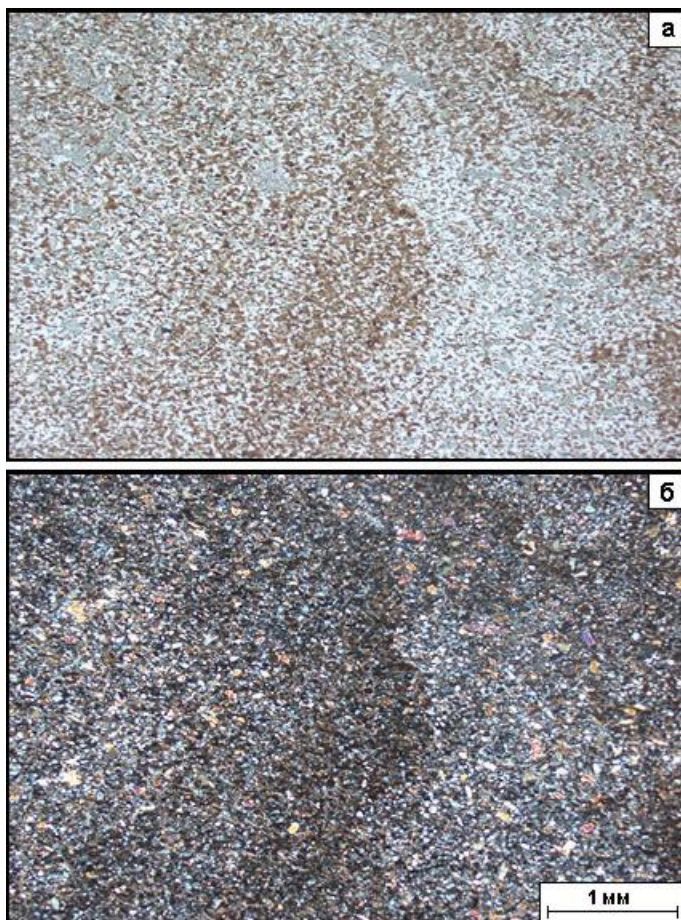


Рис. 69. Роговик с характерной одноименной роговиковой структурой, отличающейся очень мелким размером зерен, менее 0,01 мм. Порода слабо раскристаллизована, поэтому минералы можно различить только при большом увеличении. Они представлены биотитом, серицитом, кварцем и альбитом. Николи X



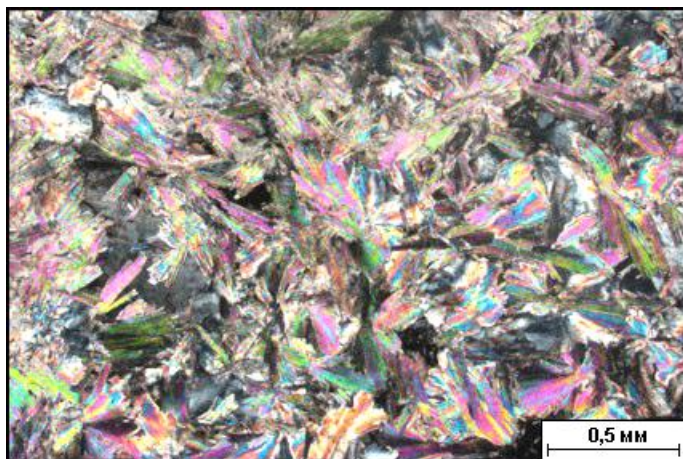


Рис. 70. Тальковый сланец, Структура лепидобластовая. Порода сложена чешуйчатым агрегатом мелких зерен талька, которые выделяются яркими цветами интерференции. Николи X

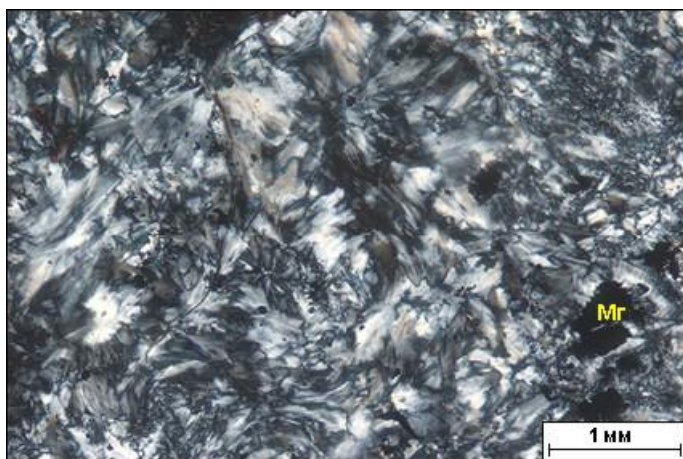


Рис. 71. Антигоритовый серпентинит с лепидобластовой структурой. Порода сложена неравномернозернистым чешуйчатым агрегатом антигорита, среди которого отмечается магнетит (Mg). Николи X



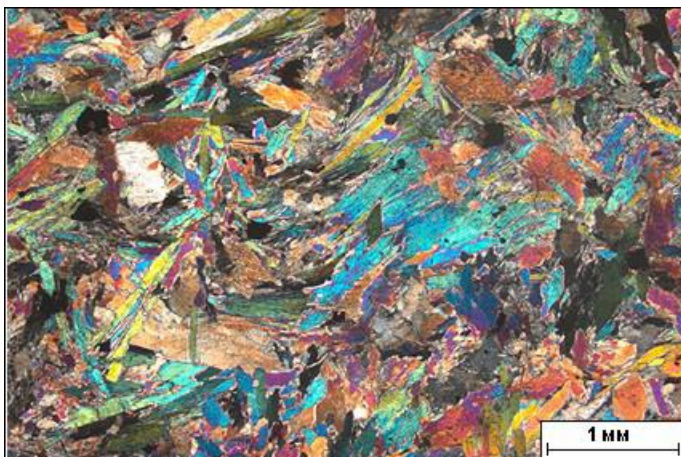


Рис. 72. Актинолитовый сланец с нематобластовой структурой, обусловленной присутствием в породе зерен актинолита таблитчатого и призматического габитуса. Николи X

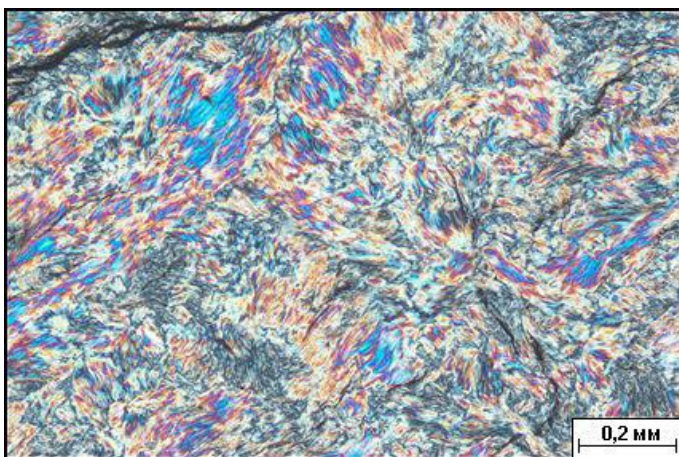


Рис. 73. Нефрит с характерной фибробластовой структурой, которая обусловлена присутствием спутанно-волокнистых агрегатов тремолита. Николи X

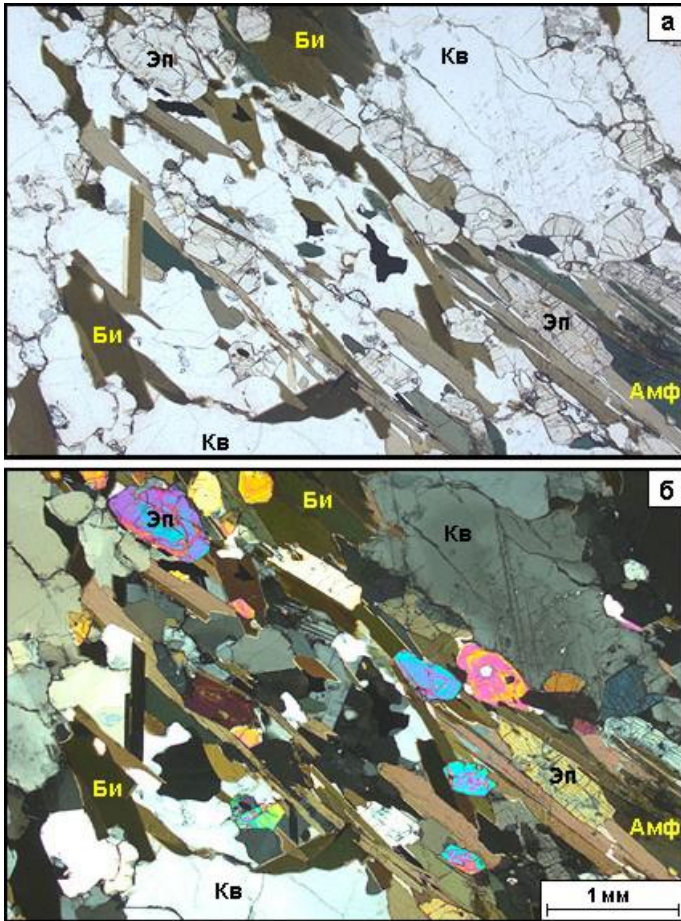


Рис. 74. Кристаллический сланец с лепидонематогранобластовой структурой, которая обусловлена присутствием в породе чешуйчатых индивидов биотита (Би), удлинённых, призматических зерен роговой обманки (Рог.обм.) и эпидота (Эп), а также субизометричных и эллипсоидальных зерен кварца (Кв). Минеральные индивиды удлинённой формы ориентируются, преимущественно, субпараллельно, отражая сланцеватую текстуру породы: а) николи II, б) николи X

5.1.3. По взаимоотношению составных частей

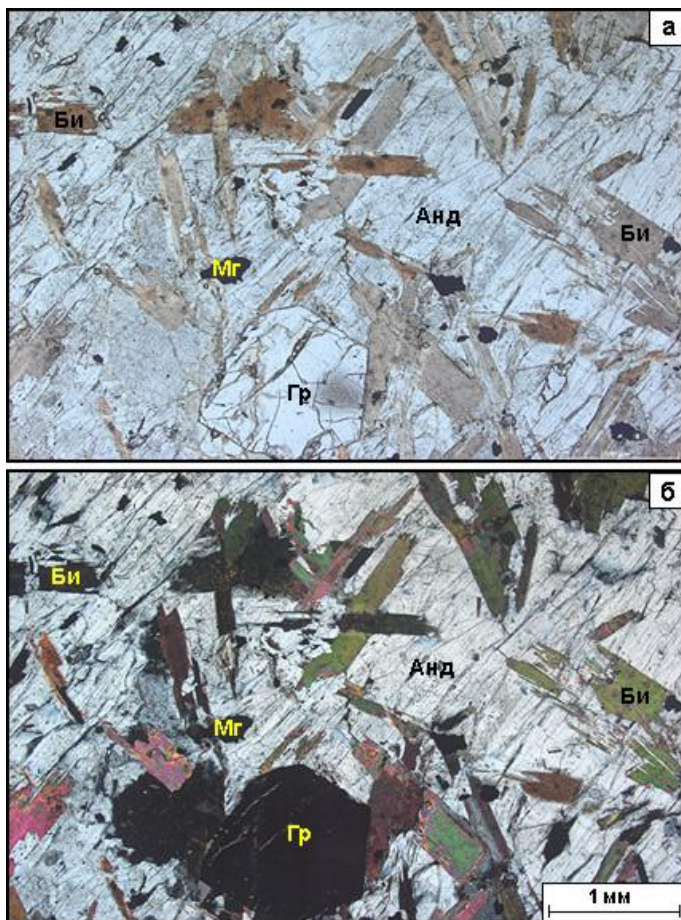


Рис. 75. Гранат-андалузитовый сланец с пойкилобластовой структурой. Крупный порфиробластовый индивид андалузита (Анд) содержит незакономерные пойкилобластовые включения граната (Гр), биотита (Би) и магнетита (Мг): а) николи II, б) николи X



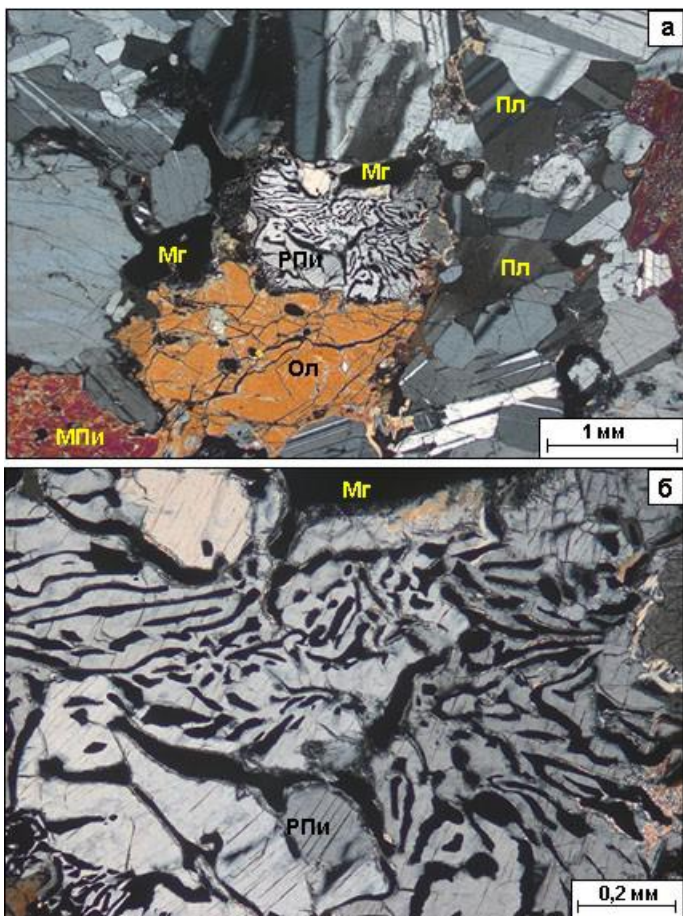


Рис. 76. Метаморфизованный оливиновый габбро-норит. Наблюдается диаблостовая структура, обусловленная закономерным срастанием ромбического пироксена (РПи) и магнетита (Mг). В породе отчетливо различаются оливин (Ол), клинопироксен (МПи) и плагиоклаз (Пл): а) съемка при малом увеличении, б) при большом. Николи X

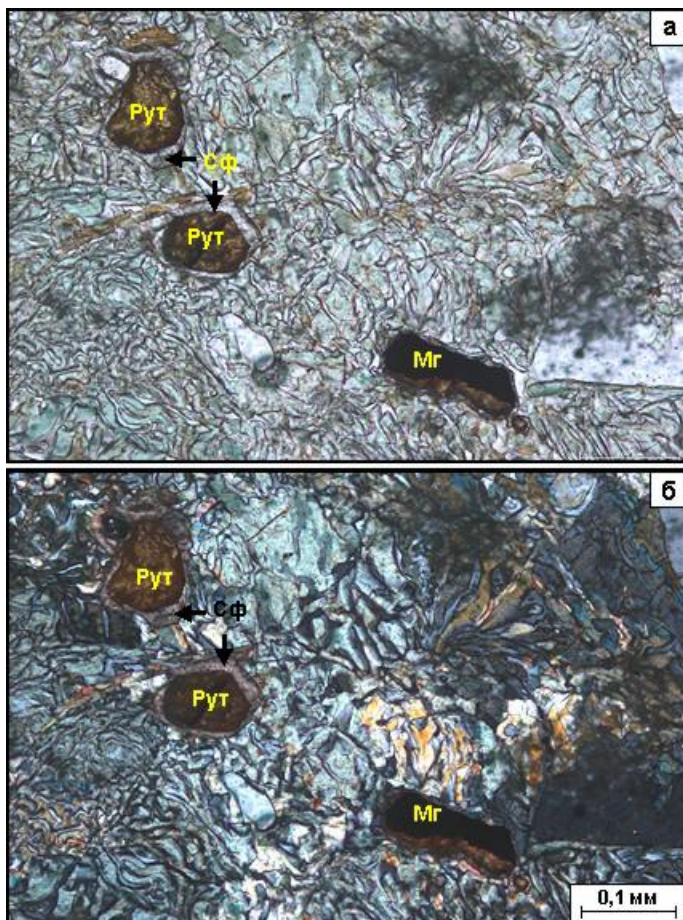


Рис. 77. Эклогит. Наблюдается симплектитовая структура, обусловленная тонким закономерным срастанием диопсида (высокий рельеф) и альбита (низкий рельеф). Такая структура является продуктом распада офмацита. В породе отмечаются акцессорные минералы: магнетит (Mг), рутил (Rут) и сфен (Сф), между которыми отмечаются реакционные взаимоотношения. Магнетит обрастает каймами рутила, а рутил каймами сфена: а) николи II, б) николи X

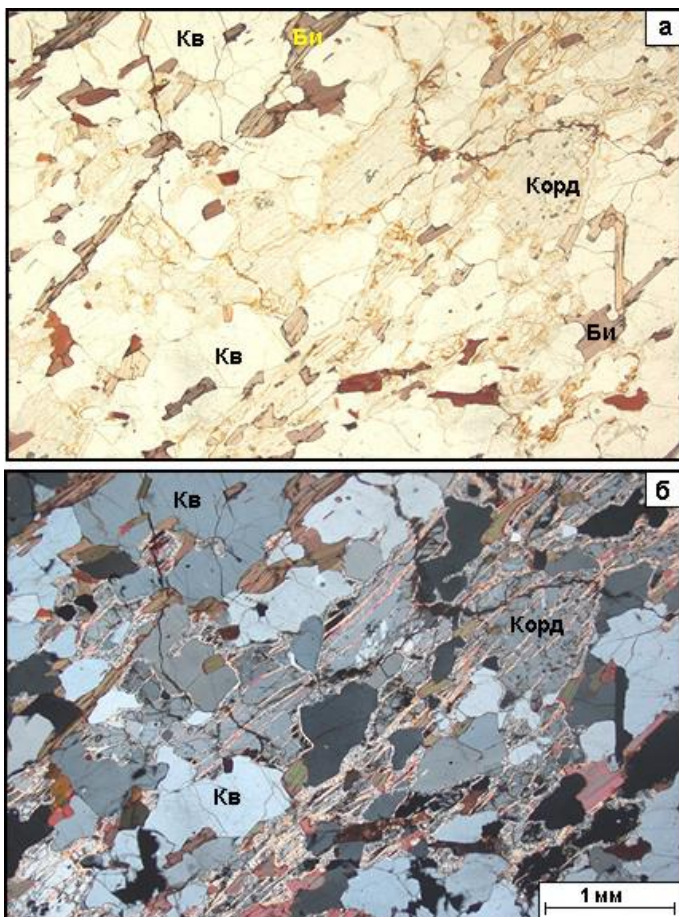


Рис. 78. Кордиеритовый сланец. Зерна кордиерита (Корд) по трещинкам замещаются жилками серицита. Наряду с кордиеритом порода сложена кварцем (Кв) и биотитом (Би): а) николи II, б) николи X



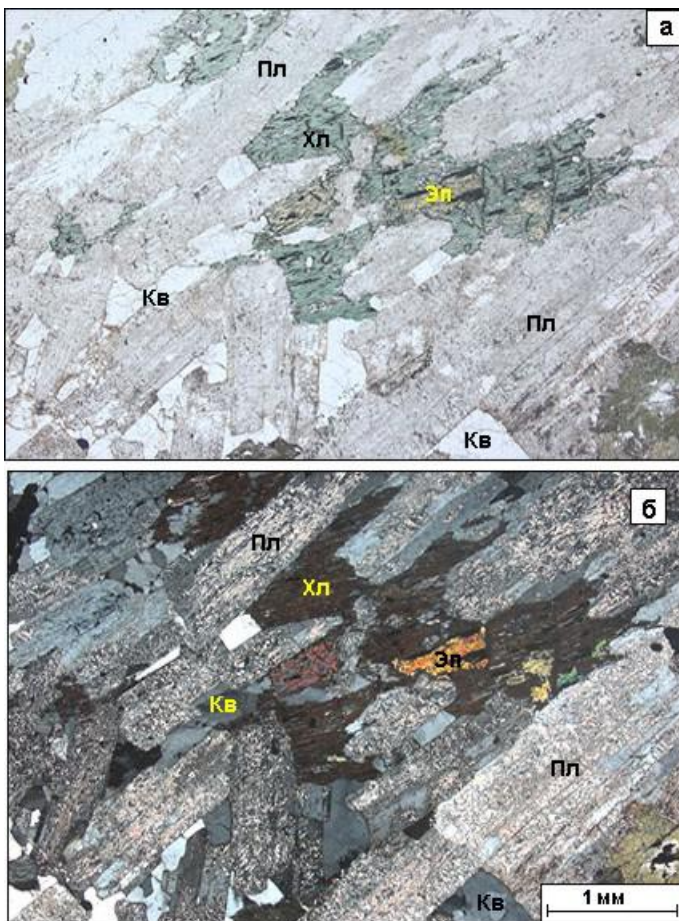


Рис. 79. Кварцевый диорит. Зерна плагиоклаза интенсивно замещены агрегатами сосюрита. Биотит замещен псевдоморфозами хлорита (Хл) среди которых отмечают индивидуы эпидота (Эп). Присутствующий кварц (Кв) выделяется своим свежим обликом и прозрачностью: а) николи II, б) николи X



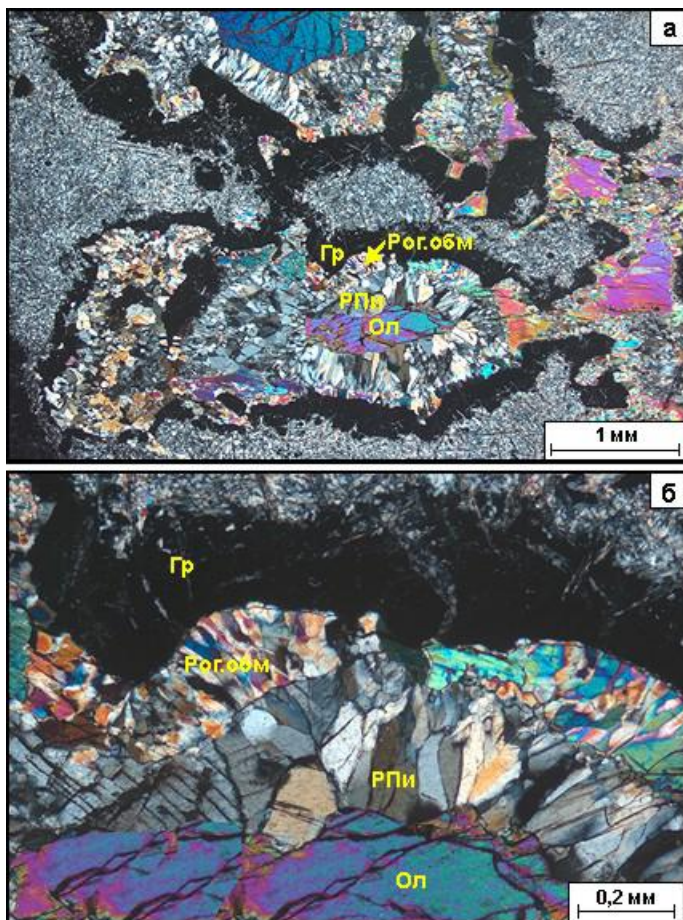


Рис. 80. Друзиты с характерной одноименной друзитовой структурой, которая характеризуется обрастанием зерен оливина (Ол) последовательными каймами ромбического пироксена (РПи), роговой обманки (Рог.обм.) и граната (Гр): а) съемка при малом увеличении, б) при большом. Николи X

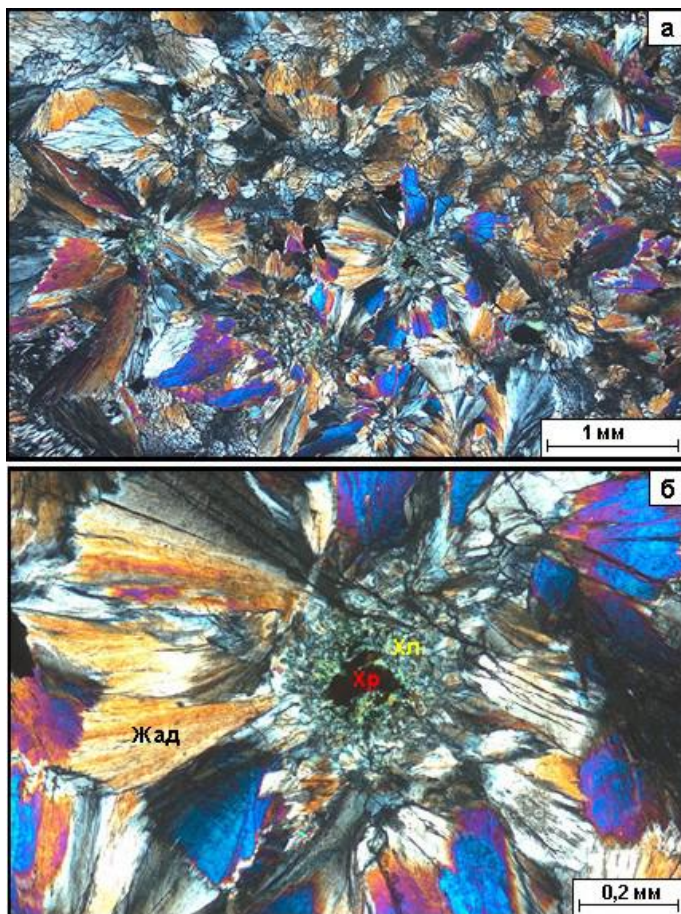


Рис. 81. Жадеитит с отчетливо выраженной центрической структурой, образованной радиально-лучистыми агрегатами жадеита (Жад), центром кристаллизации которых являются мелкие зерна хромшпинелида (Хр) с оторочкой хлорита (Хл): а) съемка при малом увеличении, б) при большом. Николи X

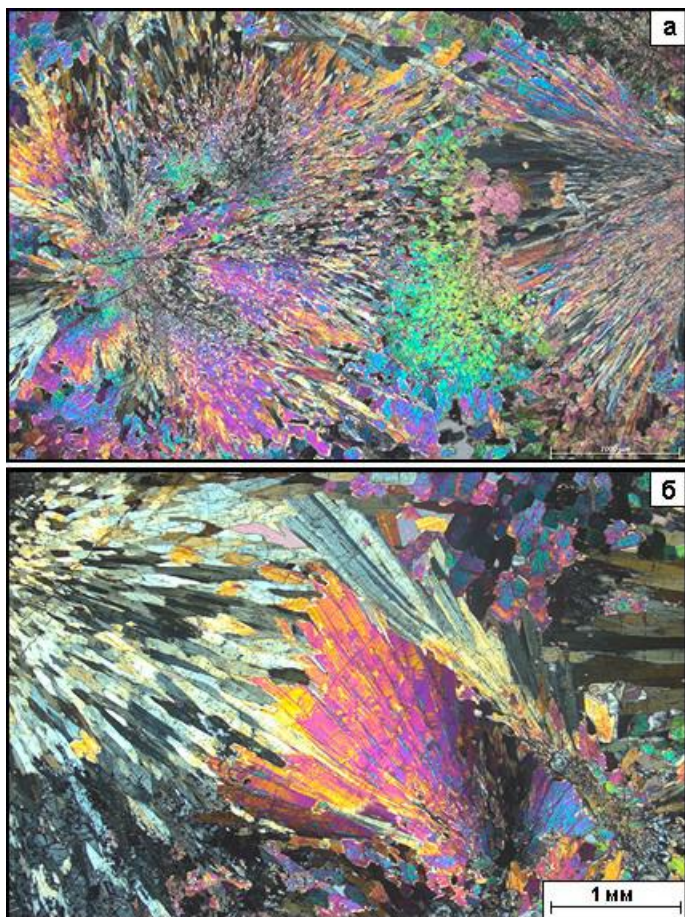


Рис. 82. Тремолит с радиально-лучистой структурой, которая обусловлена наличием лучистых агрегатов, сложенных длиннопризматическими и игольчатыми индивидами тремолита: а), б) – фрагменты с радиальнолучистой структурой. Николи X



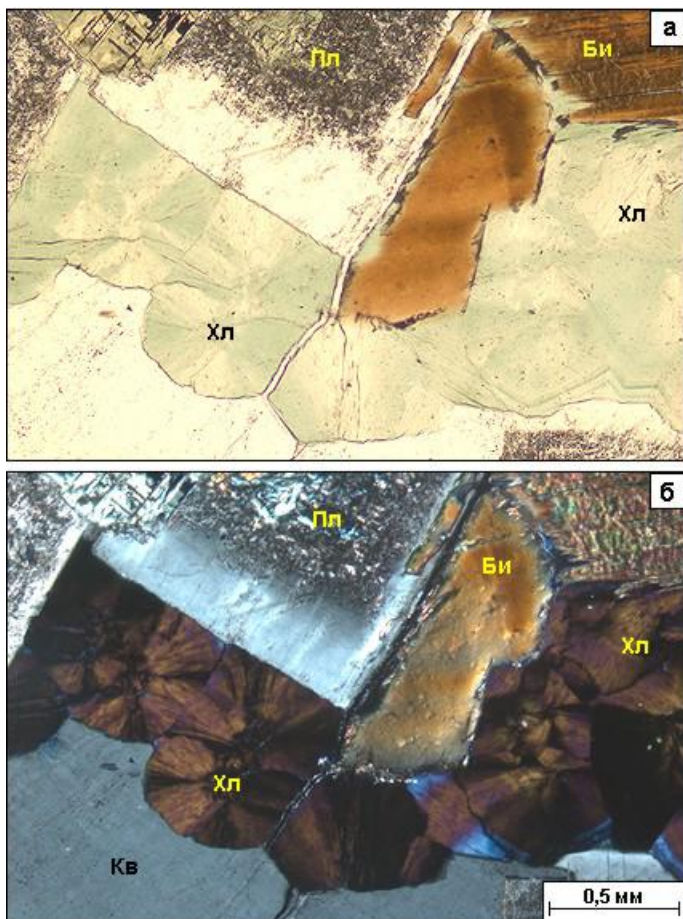


Рис. 83. Кварцевый диорит, метасоматически измененный с фрагментами радиально-чешуйчатой структуры. Агрегаты хлорита (Хл) слагают сферические образования, сложенные радиально-чешуйчатыми индивидами. Они приурочены к границам зерен кварца (Кв), биотита (Би) и плагиоклаза (Пл), последний интенсивно серицитизированный, пелитизированный и альбитизированный: а) николи II, б) николи X

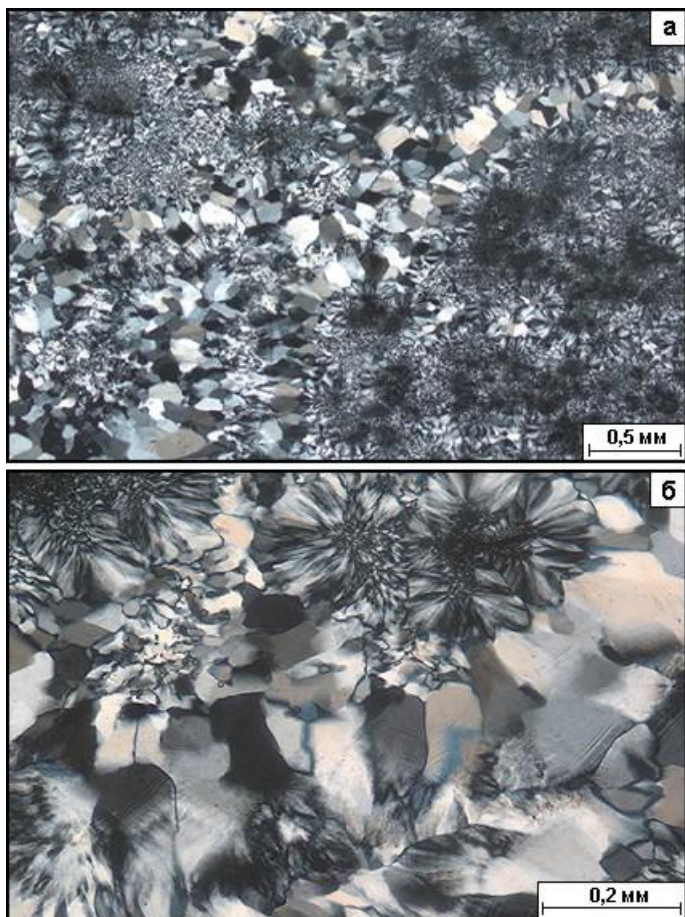


Рис. 84. Жильный кварц с крустификационной структурой. На рисунках отчетливо видно, что вокруг некоторых центров образуются зонки, сложенные удлинёнными индивидами кварца, которые располагаются радиально. По мере удаления от центров размеры индивидов кварца увеличиваются: а) съёмка при малом увеличении, б) при большом. Николи X

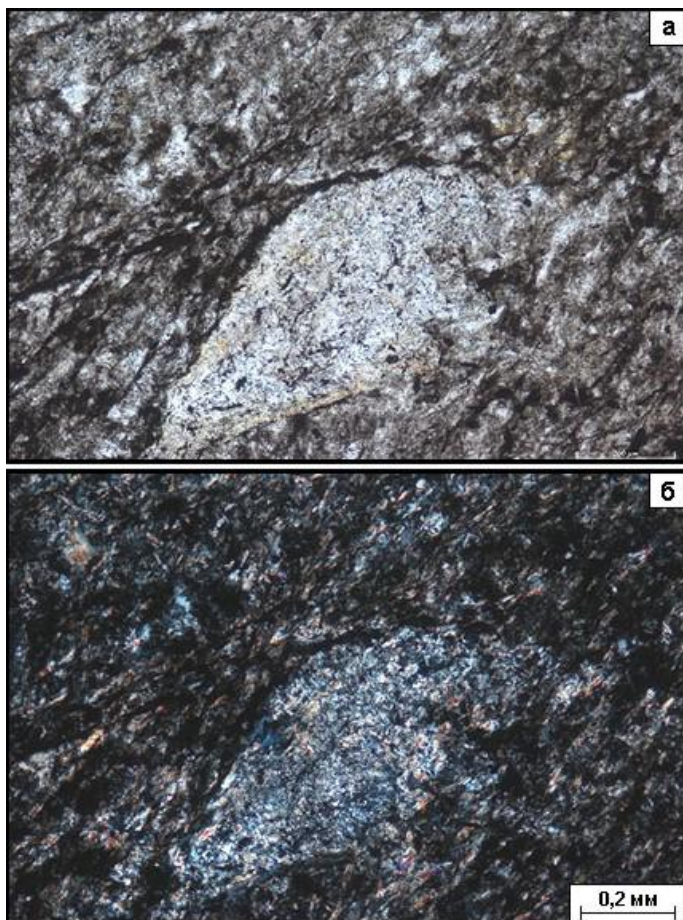


Рис. 85. Роговик по углистым сланцам с гломеробластовой структурой, которая обусловлена наличием пятнистых обособлений, в которых проявилась более интенсивная перекристаллизация. В результате такие участки становятся осветленными, из них удаляется углестое вещество и они сложены тонкозернистым агрегатом, состоящим из кварца, полевых шпатов, андалузита и серицита: а) николи II, б) николи X



## 5.2. Катакластические структуры

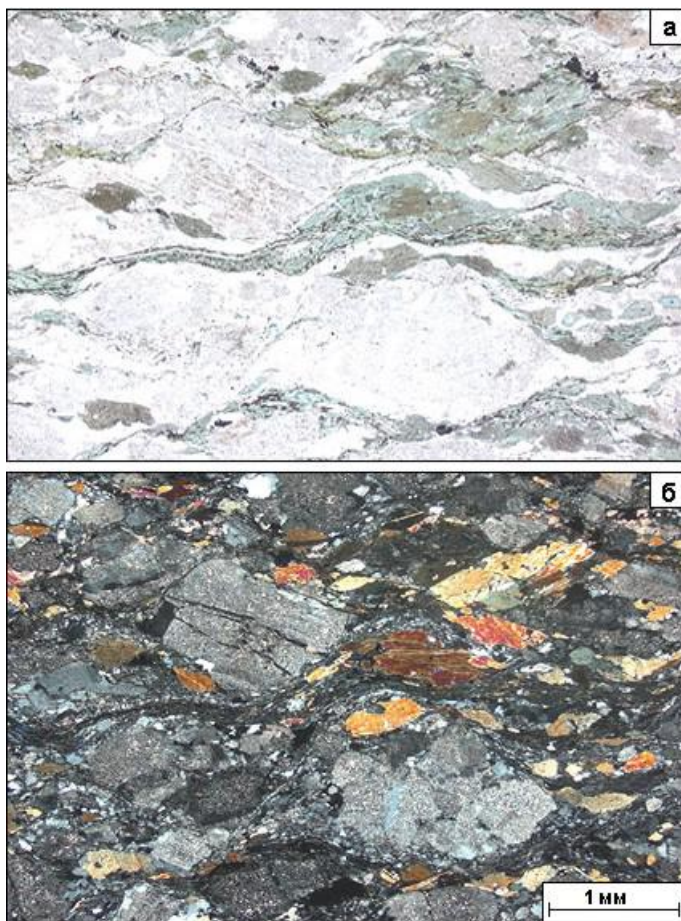


Рис. 86. Брекчированный диорит. Обломки сложены породами и минералами, которые имеют будинированную форму, что свидетельствует о катаклазе породы в условиях пластического течения. Цементирующая масса в значительной степени перекристаллизована с образованием ленточных хлоритовых агрегатов, которые обтекают обломки и отражают сланцеватую текстуру породы: а) николи II, б) николи X



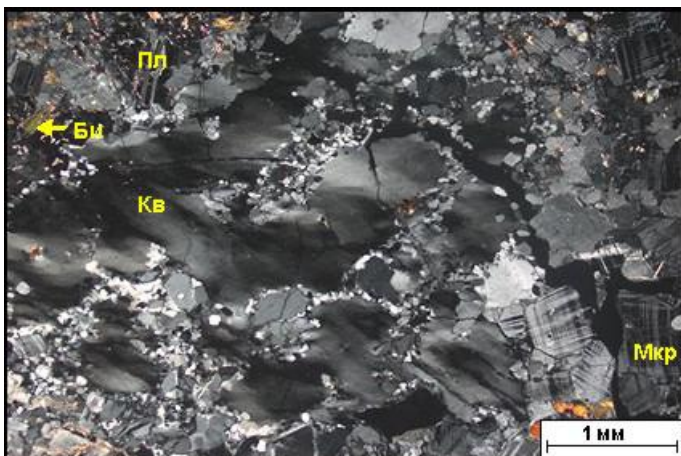


Рис. 87. Катаклазированный гранит. Кварц (Кв), микроклин (Мкр), плагиоклаз (Пл) и биотит (Би) в результате катаклаза претерпели дробление как по границам зерен, так и по трещинкам, в их внутренних частях, с образованием тонкозернистых агрегатов. В результате минералы приобретают также неоднородное погасание. Никולי X

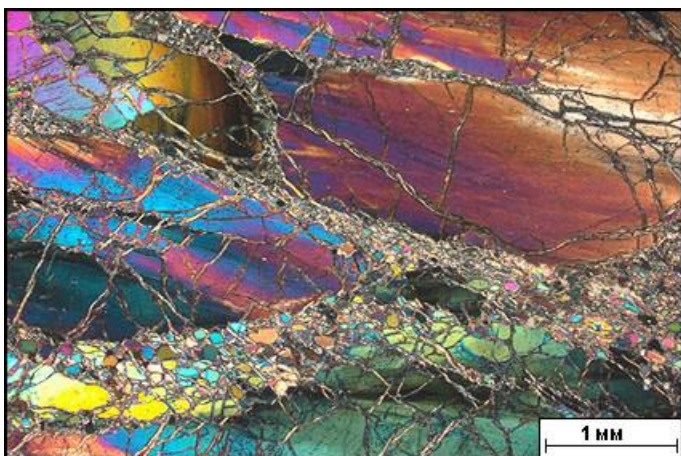


Рис. 88. Катаклазированный дунит с бетонной структурой, обусловленной частичным дроблением зерен оливина по периферии и трещинкам. Уцелевшие крупные зерна оливина претерпели внутрикристаллические деформации, для них характерно неоднородное погасание и полосы пластического излома. Никולי X

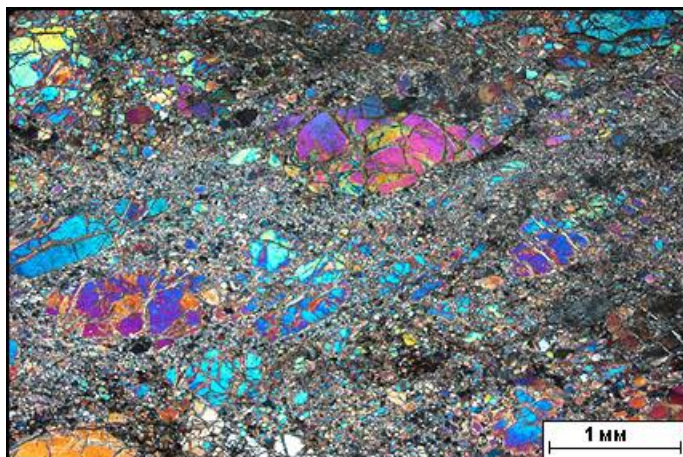


Рис. 89. Катаклазит по дуниту с порфирокластовой структурой. Уцелевшие от интенсивного дробления разрозненные порфирокластовые индивиды оливина погружены в мозаичный агрегат очень мелких зерен оливина. Николи X

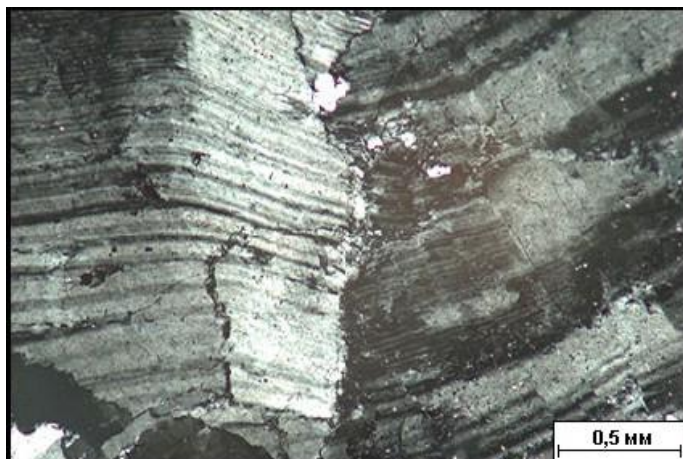


Рис. 90. Катаклазированный анортозит. Полосы пластического излома (kink-bands) в деформированном зерне плагиоклаза. Николи X



Рис. 91. Милонит с одноименной милонитовой структурой. Порода сложен тонкоперетертым материалом и обнаруживает отчетливую сланцеватую текстуру. В породе наблюдаются редкие порфирокластовые вкрапленники, имеющие округлую, линзовидную форму и ориентированные согласно сланцеватости: а) николи II, б) николи X



## 6. ТЕКСТУРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД



Рис. 92. Нефрит с однородной (массивной) текстурой

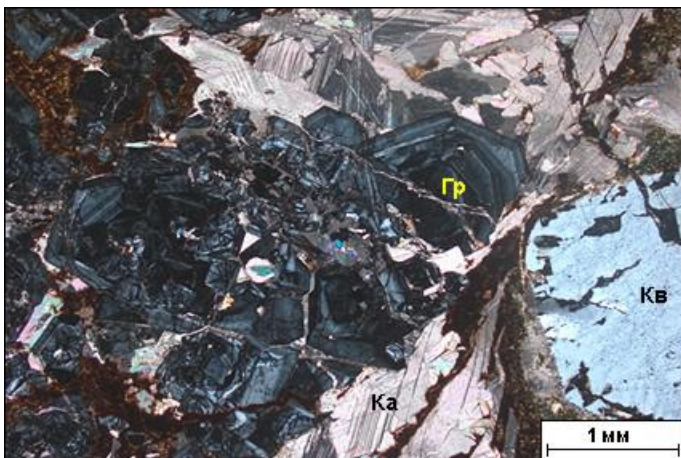


Рис. 93. Известковый скарн с неоднородной текстурой. В породе отмечается неравномерное распределение минералов: зонального граната (Гр), кальцита (Ка), кварца (Кв) и бурых гидроокислов железа. Николи X



Рис. 94. Двуслюдяной кристаллический сланец со сланцеватой текстурой, обусловленной субпараллельным расположением минеральных агрегатов биотита, мусковита и кварца



Рис. 95. Очковый гнейс с очковой (линзовидной) текстурой, обусловленной наличием крупных порфиробластовых индивидов калиевого полевого шпата линзовидной формы, которые вытягиваются согласно сланцеватости



Рис. 96. Гнейс с выраженной субпараллельной ориентировкой темноцветных минералов, определяющих гнейсовидную текстуру



Рис. 97. Мигматит с характерной полосчатой текстурой, обусловленной чередованием светлых полос магматического материала и темных полос метаморфического субстрата



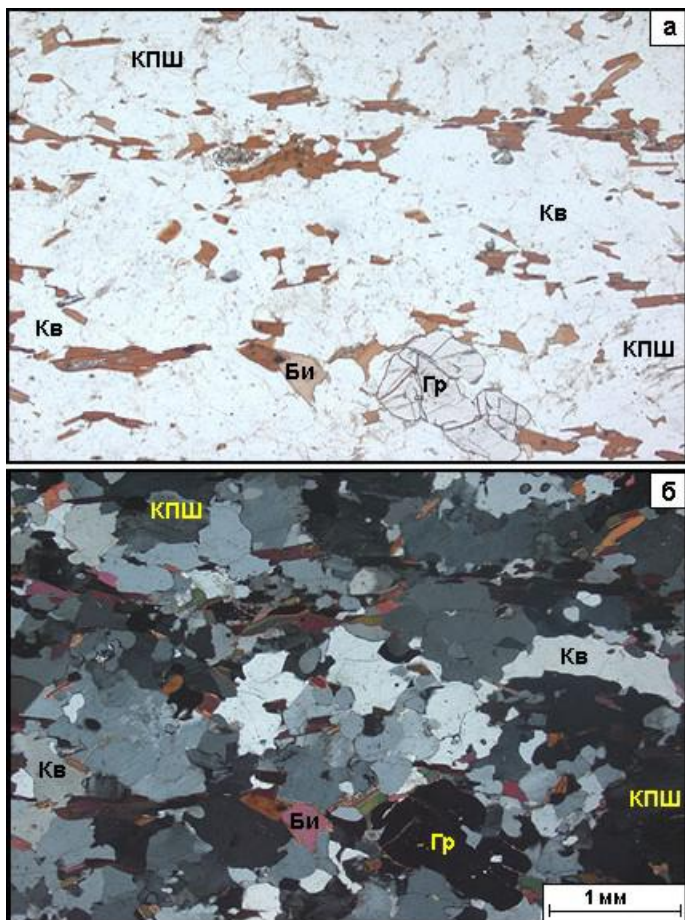


Рис. 98. Гранатовый гнейс. Гнейсовидная текстура породы подчеркивается субпараллельным расположением удлинённых чешуйчатых зерен биотита (Би), которые часто имеют цепочечное расположение. Зерна кварца (Кв) и калиевого полевого шпата (КПШ) составляют основную массу и имеют, преимущественно, субизометричную форму. Отмечаются редкие порфиробластовые зерна граната (Гр): а) николи II, б) николи X



Рис. 99. Роговик с реликтовой полосчатой текстурой, обусловленной чередованием светлых и темных полос



Рис. 100. Мигматит с пloyчатой текстурой, обусловленной наложенными пластическими деформациями, в результате которых полосы в породе были собраны в мелкие складочки

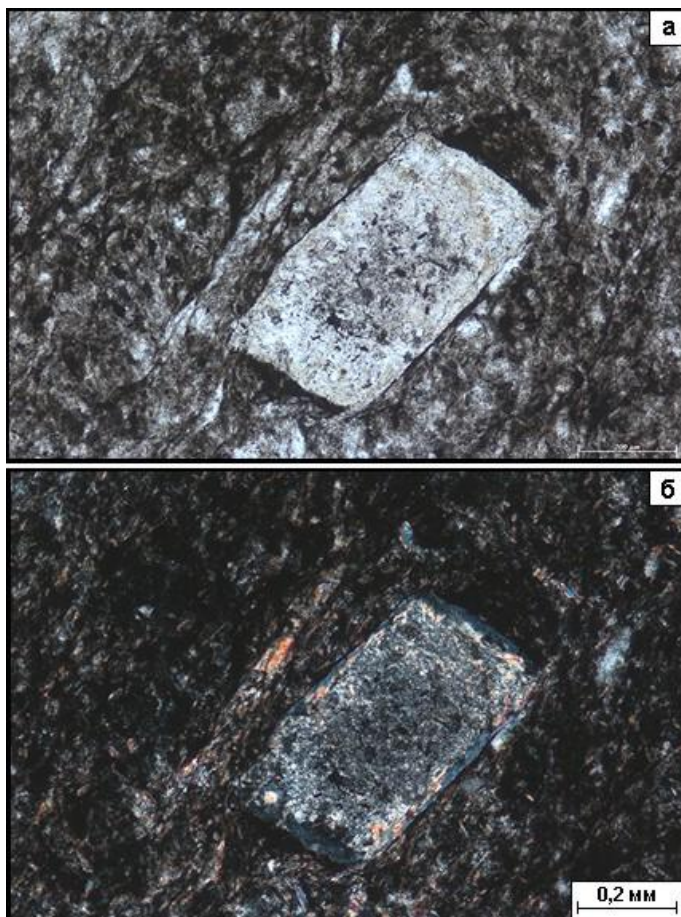


Рис. 101. Роговик с узловой текстурой, обусловленной присутствием мелких порфиробластов серицитизированного андалузита, имеющих светлый облик, благодаря которому они отчетливо выделяются на фоне тонкозернистой слабо перекристаллизованной массы темно-серого цвета: а) николи II, б) николи X

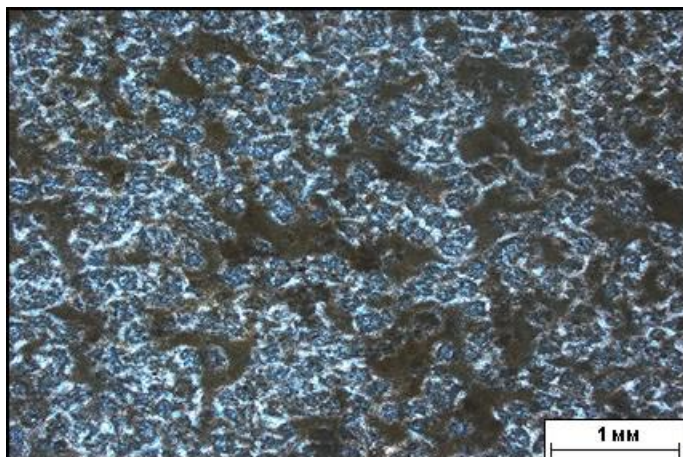


Рис. 102. Роговик с пятнистой текстурой, обусловленной сегрегацией минералов в процессе перекристаллизации исходной породы в условиях слабой степени метаморфизма. Николи X

## ЛИТЕРАТУРА

Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М.: Изд. АН СССР, 1956. 480 с.

Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 192 с.

Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.

Кортусов М.П. Метаморфические горные породы: учебное пособие. Томск: Изд. Том. ун-та, 1984. 121 с.

Кортусов М.П. Магматические горные породы. Томск: Изд. Том. ун-та, 1986. 204 с.

Кортусов М. П. Метаморфические горные породы : учебное пособие / под ред. А. И. Чернышова. Томск: Изд. Томского ЦНТИ, 2014. 128 с. URL: <http://vital.lib.tsu.ru/vital/access/manager/Repository/vtls:000494007>

Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород / под ред. В.С. Попова, О.И. Богатикова. М.: Логос, 2001. 768 с.

Половинкина Ю.И. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород: в 2 ч. М.: Недра, 1966. Ч. 1. 238 с.

Половинкина Ю.И. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород: в 2 ч. М.: Недра, 1966. Ч. 2, т. 1. 423 с.

Половинкина Ю.И. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород: в 2 ч. М.: Недра, 1966. Ч. 2, т. 2. 270 с.

Сазонов А.М. Метаморфические породы: учебное пособие. Красноярск: Изд-во ГАЦМиЗ, 1995. 152 с.

Сазонов А. М. Петрография и петрология метаморфических и метасоматических пород. Красноярск: Изд. СФУ, 2007. 323 с.: ил. URL: <http://vital.lib.tsu.ru/vital/access/manager/Repository/vtls:000498739>

Сазонов А.М. Петрография магматических пород. Красноярск: СФУ, 2014. 290 с. URL: <http://vital.lib.tsu.ru/vital/access/manager/Repository/vtls:000498740>

Чернышов А.И. Систематика магматических и метаморфических горных пород: учебно-методический комплекс. Томск: ИДО ТГУ, 2008. URL: <http://vital.lib.tsu.ru/vital/access/manager/Repository/vtls:000341287>



Чернышов А. И. Вологодина И. В. Структуры и текстуры магматических и метаморфических горных пород : учебно-методическое пособие. Томск: Издательский Дом ТГУ, 2014. 35 с. URL: <http://vital.lib.tsu.ru/vital/access/manager/Repository/vtls:000478752>

Чернышов А.И. Магматические горные породы: учеб. пособие. Томск: Издательский Дом ТГУ, 2015. 182 с. URL: <http://vital.lib.tsu.ru/vital/access/manager/Repository/vtls:000509092>

## Алфавитный указатель структур и текстур

<i>Название структур и текстур</i>	<i>Стр.</i>	<i>Рис.</i>
Агпаитовая структура	20	25
Аллотриоморфная структура	15	14
Аллотриоморфнозернистая структура	15	14
Андезитовая структура	29	47
Антипертитовая структура	22	
Аплитовая структура	16	
Афанитовая структура	10	
Афировая структура	24	
Бетонная структура	51	88
Бластогранитовая структура	40	
Бластоофитовая структура	40	
Бластопесчаная структура	40	
Брекчиевая структура	50	86
Вариолитовая структура	27	41
Венцовая структура	23	31
Витропорфировая структура	25	35
Витрофировая структура	9,25	34
Габбровая структура	16	16
Габбро-офитовая структура	19	21
Гетеробластовая структура	41	64
Гиалиновая структура	9,25	34
Гиалопилитовая структура	29	47
Гиалопорфировая структура	25	35
Гипидиоморфная структура	17	
Гипидиоморфнозернистая структура	17	
Гипогиалиновая структура	8	
Гипокристаллическая структура	8	
Гломеробластовая структура	49	85
Гломеропорфировая структура	13	12
Гнейсовидная текстура (магматическая)	33	53
Гнейсовидная текстура (метаморфическая)	54	96,98
Голокристаллическая структура	8	
Гомеобластовая структура	41	63
Гранитовая структура	17	17
Гранобластовая структура	43	67
Гранулитовая структура	17	
Графическая структура	21	27
Грубозернистая структура (магматическая)	10	1

Грубозернистая структура (метаморфическая)	41	
Деформационные структуры минералов	51	90
Диабазовая структура	29	46
Диабластовая структура	45	76
Диоритовая структура	19	23
Директивно-полосчатая текстура	32	
Долеритовая структура	29	45
Друзитовая структура	48	80
Замещение агрегатом	47	79
Замещение жилками	47	78
Замещение псевдоморфозами	47	79
Интергранулярная структура	28	44
Интерсертальная структура	28	43
Катакластическая структура	50	87
Келифитовая структура	23	32
Компактная текстура	34	56
Криптовая структура	12	10
Кристаллизационная сланцеватость	54	
Кристаллобластовая структура	40	
Кристаллокластическая структура	49	
Кристаллокластовая структура	49	
Крупнозернистая структура (магматическая)	10	2
Крупнозернистая структура (метаморфическая)	41	
Крустификационная структура	49	84
Кумулятивная структура	18	19
Лампрофировая структура	13	11
Лепидобластовая структура	43	70,71
Лепидогранобластовая структура	44	
Лепидонематогранобластовая структура	44	74
Линейно-сланцеватая текстура	53	
Линзовидная текстура	54	95
Массивная текстура (магматическая)	31	50
Массивная текстура (метаморфическая)	52	92
Мелкозернистая структура (магматическая)	10	4
Мелкозернистая структура (метаморфическая)	41	
Механическая сланцеватость	54	
Миароловая текстура	35	60
Микрогранитовая структура	26	37
Микрозернистая структура	25	

Микролитовая структура	28	
Микропегматитовая структура	26	38
Микропойкилитовая структура	21	
Микропорфировая структура	12	9
Милонитовая структура	52	91
Миңдалекаменная текстура	35	57,59
Мирмекитовая структура (магматическая)	22	30
Мирмекитовая структура (метаморфическая)	46	
Мозаичная структура	43	68
Монцонитовая структура	17	18
Мостовая структура	43	68
Нематобластовая структура	44	72
Нематогранобластовая структура	44	
Неоднородная текстура (магматическая)	31	
Неоднородная текстура (метаморфическая)	53	93
Неполнокристаллическая структура	8	
Неравномернозернистая структура (магматическая)	11	
Неравномернозернистая структура (метаморфическая)	42	64
Нефелинитовая структура	26	
Однородная текстура (магматическая)	31	50
Однородная текстура (метаморфическая)	52	92
Ортофировая структура	26	39
Офитовая структура	18	20
Очковая текстура	54	95
Панидиоморфная структура	16	15
Панидиоморфнозернистая структура	16	15
Параллельно-нематобластовая структура	44	
Параллельно-чешуйчатая структура	44	
Пегматитовая структура	21	28
Переплетенно-нематобластовая структура	44	
Переплетенно-чешуйчатая структура	43	
Перлитовая структура	25	36
Пертитовая структура	21	28
Петельчатая структура	47	
Пилотакситовая структура	30	48
Письменная структура	21	29
Плойчатая текстура	55	100
Плосковолнистая сланцеватая текстура	54	
Плоскопараллельная сланцеватая текстура	53	

Плотная текстура	34	56
Подушечная текстура	36	62
Пойкилитовая структура	20	26
Пойкилобластовая структура	45	75
Пойкилоофитовая структура	19	22
Полнокристаллическая структура	8	
Полосчатая текстура (магматическая)	32	52
Полосчатая текстура (метаморфическая)	55	97
Пористая текстура	34	57,58
Порфиробластовая структура	42	65,66
Порфировая структура	12,24	
Порфиرويدная структура	11	7
Порфирокластовая структура	51	89
Пятнистая текстура	55	102
Равномернозернистая структура (магматическая)	11	
Равномернозернистая структура (метаморфическая)	41	63
Радиально-лучистая структура	48	82
Радиально-чешуйчатая структура	48	83
Реакционная структура	23	
Реликтовая полосчатость	55	99
Роговиковая структура	43	69
Сериальная структура	11	
Сидеронитовая структура	19	24
Симплектитовая структура	46	77
Ситовидная структура	45	
Скрытокристаллическая структура	10	
Сланцеватая текстура	53	94
Спилитовая структура	29	
Спинифекс структура	13	13
Среднезернистая структура (магматическая)	10	3
Среднезернистая структура (метаморфическая)	41	
Стекловатая структура	9,25	34
Структура рапакиви	24	33
Структуры реакционные	22	
Структура шахматного альбита	22	
Структуры включений	20	
Структуры замещения	46	
Структуры обрастания	22	



Структуры прорастания (магматические)	20	
Структуры прорастания (метаморфические)	45	
Структуры раздробления	49	
Структура спинифекс (spinfex)	13	13
Сферолитовая структура	27	40
Такситовая текстура	32	51
Тонкозернистая структура (магматическая)	10	5
Тонкозернистая структура (метаморфическая)	41	
Трахитовая структура	30	49
Трахитоидная текстура	33	54
Узловатая текстура	55	101
Фельзитовая структура	27	42
Фибробластовая структура	44	73
Флюидальная текстура	33	55
Фонолитовая структура	26	
Цементная структура	51	88
Центрическая структура	48	81
Шаровая текстура	35	61
Шлаковая текстура	34	
Шлировая текстура	32	51
Эвпорфировая структура	12	8

## СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ .....	3
1. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД .....	4
1.1. Определение понятий.....	4
1.2. Структуры магматических пород .....	8
1.2.1. По степени кристалличности.....	8
1.2.2. По размерам составных частей .....	9
1.2.3. По форме и взаимоотношениям составных частей .....	15
1.2.3.1. Структуры интрузивных (полнокристаллических) пород .....	15
1.2.3.2. Структуры эффузивных пород (стекловатые и неполнокристаллические) .....	24
1.3. Текстуры магматических пород .....	30
1.3.1. По взаиморасположению составных частей .....	31
1.3.2. По способу заполнения пространства .....	34
2. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД .....	37
2.1. Общие сведения о структурах .....	39
2.2. Кристаллобластовые структуры .....	40
2.2.1. Структуры по размерам составных частей .....	41
2.2.2. Структуры по форме составных частей .....	43
2.2.3. Типы структур по взаимоотношению составных частей .....	45
2.3. Катакластические структуры .....	48
2.4. Текстуры метаморфических пород .....	52
<i>Атлас</i> <i>Структур и текстур магматических и метаморфических горных пород</i>	
3. СТРУКТУРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД .....	59
3.1. По размерам составных частей .....	59
3.2. По форме и взаимоотношениям составных частей .....	68
3.2.1. Структуры интрузивных пород .....	68
3.2.2. Структуры эффузивных пород .....	80
4. ТЕКСТУРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД .....	90

5. СТРУКТУРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД .....	97
5.1. Кристаллобластовые структуры .....	97
5.1.1. По размерам составных частей .....	97
5.1.2. По форме составных частей .....	100
5.1.3. По взаимоотношению составных частей .....	105
5.2. Катакластические структуры .....	116
6. ТЕКСТУРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД .....	120
Литература .....	127
Алфавитный указатель структур и текстур .....	129

*Учебное издание*

**ЧЕРНЫШОВ Алексей Иванович  
ТИШИН Платон Алексеевич  
ВОЛОГДИНА Ирина Валентиновна**

**СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ  
МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ  
ГОРНЫХ ПОРОД**

**Учебное пособие**

*Издание подготовлено в авторской редакции*

Подписано к печати 08.11.2018 г. Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.  
Бумага для офисной техники. Гарнитура Times.  
Печ. л. 8,5. Усл. печ. л. 7,9.  
Тираж 200 экз. Заказ № 3442.

Отпечатано на оборудовании  
Издательского Дома  
Томского государственного университета  
634050, г. Томск, пр. Ленина, 36  
Тел. 8+(382-2)–52-98-49  
Сайт: <http://publish.tsu.ru>  
E-mail: [rio.tsu@mail.ru](mailto:rio.tsu@mail.ru)

ISBN 978–5–94621–762–0



9 785946 217620