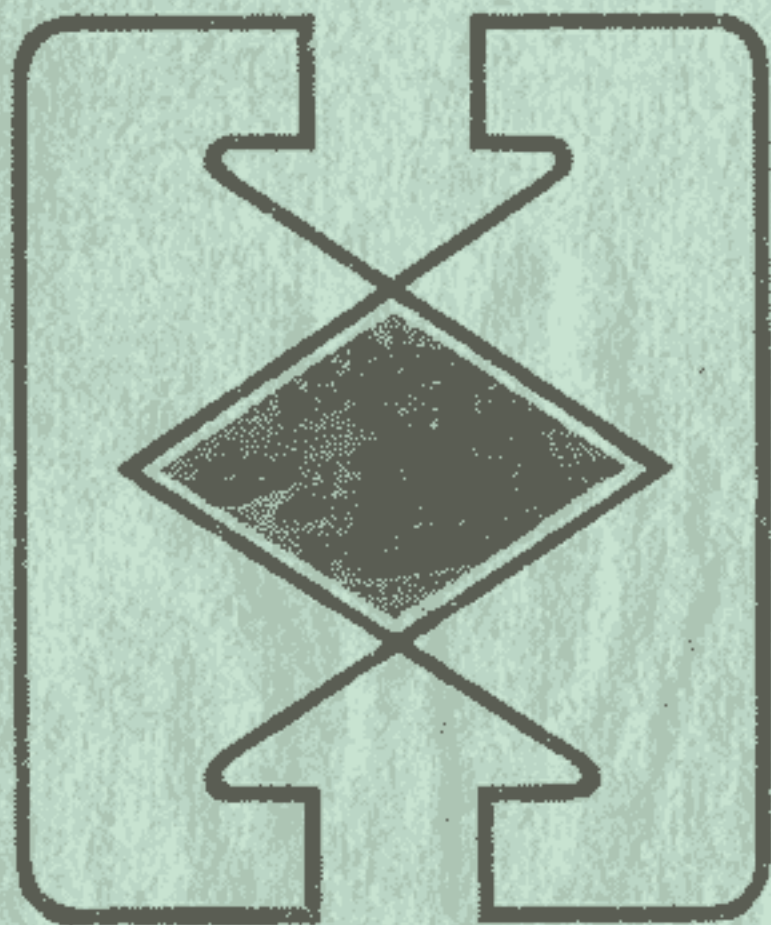


А. И. СИЗЫХ

**ОПРЕДЕЛИТЕЛЬ
МИНЕРАЛОВ
И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
ПОРОД**



А. И. Сизых

ОПРЕДЕЛИТЕЛЬ МИНЕРАЛОВ
И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Учебное пособие

Кн. 3

Рекомендовано Государственным комитетом Российской Федерации по высшему образованию в качестве учебного пособия для студентов высших учебных заведений, обучающихся по направлению "Геология", специальности "Геохимия, минералогия и петрология"

Издательство Иркутского университета
1995

УДК 552(076.5)

Представлено к изданию Иркутским государственным
университетом

Научный редактор Ф.А.Летников, акад. РАН, проф.

Рецензенты: П.И.Дорогокупец, канд. геол.-минералог. наук;
А.В.Татаринов, канд. геол.-минералог. наук

ISBN 5-7430-0545-1

© Сизых А.И., 1995

Часть 3. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Петрологическое изучение метаморфических пород очень важно с петрогенетической точки зрения и для выяснения P-T условий образования значительной группы метаморфогенных полезных ископаемых — железных руд, марганца, меди, золота, графита, абразивных материалов, мраморов, кварцитов, нефрита, лазурита и многих других. Огромной проблемой при изучении метаморфических пород является возможность распознавания ее исходного первичного состава с расшифровкой эволюции процессов, обусловивших их новый состав, структуру и текстуру. Данная проблема достаточно сложна, т.к. метаморфические породы характеризуются различной степенью метаморфизма, его типом и литологическим составом.

3.1. Общие сведения о метаморфизме

Метаморфизм — это процесс преобразования горных пород, идущий без существенного их расплавления в результате изменения физико-химических условий. Такие преобразования происходят в широком интервале температур, начиная от диагенеза осадочных пород непосредственно вблизи земной поверхности и заканчивая температурами, при которых порода частично испытывает плавление. Все сведения о метаморфизме по существу относятся к земной коре. Что же касается P-T условий мантии, то сведения о них отрывочны. Температура образования типичных метаморфических пород охватывает область от 300 до 1000 °C, редко до 1200 °C. Верхней границей метаморфизма является начало плавления наиболее распространенных пород. Правда, некоторые породы не плавятся до 1500–1600 °C. Такие температуры в природных процессах достигаются только в особых случаях.

Весь фактический материал, накопленный по петрологии метаморфических пород, позволяет утверждать, что процесс метаморфизма всегда происходит в присутствии водных растворов, имеющих по своей мощности жидкообразный характер. Метаморфизирующие растворы поступают извне в результате магматических явлений и выделяются непосредственно при реакциях минералообразования. При прогрессивном метаморфизме выделение H_2O и CO_2 происходит непрерывно и лишь в случае регрессивного метаморфизма, когда растворы отсутствуют, метаморфические реакции прекращаются и мы имеем реликты слабометаморфизованной или

неметаморфизованной породы. Наряду с H_2O во флюидной фазе присутствуют и другие летучие компоненты, прежде всего CO_2 , Si , F , SO_4 , S и др.

Вводные общие положения данного раздела обосновываются всем дальнейшим фактическим материалом.

3.1.1. Факторы и виды метаморфизма

Значительный накопленный экспериментальный, теоретический материал и общие физико-химические теории последних 10-15 лет являются солидной базой решения вопроса об условиях метаморфических реакций. Это дало весьма ощутимый результат и углубило наши познания по метаморфизму. Главными факторами метаморфизма, определяющими минеральный состав метаморфических пород, являются температура, литостатическое (глубинность) и направленное (стесс) давление, состав метаморфизирующих флюидов, главным образом, порционного давления в них H_2O , CO_2 , O_2 .

Температура - важнейший фактор метаморфизма, влияющий на скорости химических реакций, степень перекристаллизации пород и в значительной мере контролирующей возникновение тех или иных парагенетических минеральных ассоциаций. Установлено, что при повышении температуры на $10^\circ C$ скорость химических реакций возрастает вдвое, при повышении на $100^\circ C$ - в 1000 раз. В условиях растущей температуры происходят важные для минералообразования эндотермические реакции, сопровождающиеся процессами дегидратации и декарбонатизации первичных минералов, например, превращение каолина в андалузит, кальцита в волластонит и т.д. Повышение температуры ведет к образованию более высокотемпературных минеральных видов и сопровождается изменением структуры породы в направлении появления более крупнозернистых разновидностей.

Главными источниками тепла в земной коре являются энергия радиоактивного распада, тепло магматических интрузий и тектонических процессов, тепло, приносимое глубинными растворами, поступающими из недр Земли, экзотермический эффект некоторых химических реакций, сопровождающих метаморфизм пород, и ряд других. Образующееся в результате указанных процессов тепло представляет собой энергию земного шара, которая проявляется в виде геотермического градиента, характеризующего изменение температуры в градусах с увеличением глубины в километрах. В областях древних щитов и платформ величины градиента соответствуют 10-30 град/км; в молодых

геосинклинальных зонах, где происходят активные тектонические и магматические процессы, значения градиента достигают 50–80 град/км (Винклер, 1969). Измерения температуры в буровых скважинах показали, что на глубине 10 км на Кольском полуострове (Балтийский шит) температура составляет около 150 °С, а в зоне молодой складчатости Кавказа она может достигать 830 °С.

Температурный интеграл, в пределах которого происходят типичные метаморфические преобразования, заключен примерно между 200 °С и 900–1000 °С. Ниже 200 °С вследствие резкого падения скорости метаморфических превращений последние практически не происходят или протекают крайне медленно; верхний предел ограничен температурой начала плавления наиболее распространенных горных пород и соответствует условиям анатексиса.

Л и т о с т а т и ч е с к о е (гидростатическое) давл е н и е определяется действием нагрузки вышележащих толщ. Величина его возрастает в зависимости от плотности пород на 250–300 бар на каждый километр погружения, что позволяет предполагать на глубине 20 км давление, равное 5–6 кбар, а на глубинах порядка 50 км, примерно определяющих в орогенных зонах нижнюю границу земной коры, оно должно составлять около 15 кбар. Однако изучение минеральных парагенезисов, полученных экспериментально и сопоставление их с естественными ассоциациями позволили установить, что давление при метаморфизме может достигать 25 кбар. Отсюда следует вывод, что в условиях земной коры общая величина давления не ограничивается массой вышележащих толщ, а зависит также от величин парциального давления паров воды и углекислоты, выделяющихся при дегидратации и декарбонатизации минералов.

В соответствии с принципом Ле-Шателье при постоянной температуре увеличение литостатического давления способствует образованию минералов с более плотной структурой элементарной ячейки, что приводит к уменьшению общего молекулярного объема системы и увеличению ее плотности. Увеличение давления повышает температуру плавления минералов. Это очень важно при метаморфических реакциях и превращениях. В условиях высокого литостатического давления формируются породы с однородной массивной текстурой.

Н а п р а в л е н н о е давл е н и е (стресс) вызывается тектоническими причинами. Его величина зависит от интенсивности геодинамических процессов, трудно поддается количественной оценке и в каждом конкретном случае определяется по степени и характеру пре-

образования породы. Действие стресса с глубиной ослабевает, а на глубине более 10 км влияние его незначительное.

Проблема влияния стресса на процессы минералообразования остается дискуссионной, однако, каталитическая роль его несомненна. Он увеличивает растворимость минералов, вызывает дробление породы, что облегчает циркуляцию метаморфизирующих растворов и, следовательно, активно способствует процессу перекристаллизации минералов. В P-T условиях стресса, понижающего температуру кристаллизации минералов, формируются специфические текстуры метаморфических пород с характерной закономерной ориентировкой минералов, вытянутых параллельно оси симметрии высшего порядка (амфиболы и др.), или параллельно плоскости их спайности (слюды, хлориты и др.), которые располагаются перпендикулярно к направлению давления. Возникающая таким образом специфическая сланцевая текстура является весьма существенным признаком для обширной группы метаморфических пород — сланцев.

Метаморфические процессы, происходящие без существенного изменения химического состава исходного материала, называются изохимическими. Процессы, сопровождающиеся существенным преобразованием химического состава, причисляются к аллохимическим, или метасоматическим. Породы, сформировавшиеся при метасоматических процессах, называются метасоматитами.

В настоящее время нет общепринятого деления метаморфических процессов и выделение главных типов метаморфизма производится с учетом геологических условий, господствующих факторов метаморфизма и общего характера образующихся горных пород.

К а т а к л а с т и ч е с к и й или д и н а м о м е т а м о р ф и з м происходит, главным образом, под воздействием стресса, приводящего к интенсивным деформациям, дроблению и рассланцеванию минералов и горных пород.

У д а р н ы й м е т а м о р ф и з м проявляется при падении крупных метеоритов, приводящих к изменениям в горных породах и минералах под воздействием мощной ударной волны.

А в т о м е т а м о р ф и з м вызывается реакциями между жидкой магмой и выкристаллизовавшимися минералами, а также между скоплениями летучих компонентов в остаточном расплаве и минералами.

К о н т а к т о в ы й или т е р м а л ь н ы й м е т а м о р ф и з м происходит под воздействием температуры вдоль контактов интрузивных тел с вмещающими породами. Термальные изменения, происходящие на контактах лав с обломками и глыбами вмещающих

пород выделяются под названием **пирометаморфизма**.

Региональный или **динамотермальный** метаморфизм развит на обширных площадях и приурочен к складчатым областям. Главными его факторами являются температура и давление (литостатическое и стресс), а также воздействие флюидов (главным образом воды и углекислоты), способствующих ходу химических реакций. В формировании пород регионального метаморфизма могут участвовать и метасоматические процессы.

Ультраметаморфизм, или **инъекционный** метаморфизм является разновидностью регионального метаморфизма и осуществляется в глубинных частях складчатых поясов при широком развитии явлений частичного или полного переплавления горных пород. Возникающий при ультраметаморфизме расплав гранитного состава послойно внедряется во вмещающие породы (субстрат) с образованием инъекционных гнейсов и мигматитов.

Метасоматоз сопровождается интенсивными химическими изменениями исходных пород при постоянном объеме вследствие приноса или выноса вещества. Развитие метасоматоза обусловлено преимущественно магматической и постмагматической деятельностью и происходит при различных типах метаморфизма.

3.1.2. Структуры и текстуры метаморфических пород

Структуры метаморфических пород определяются в основном теми же признаками, что и для магматических пород, и в зависимости от характера метаморфизма делятся на четыре группы: кристаллобластические, катакластические (милонитовые), реликтовые и метасоматические.

I. Кристаллобластические структуры широко распространены в породах регионального и контактового метаморфизма, в которых исходный материал полностью перекристаллизован и порода достигла равновесного состояния по отношению к новым Р-Т условиям. Кристаллобластические структуры характеризуются рядом специфических особенностей, к которым относятся следующие: неправильные, часто изрезанные и изометричные контуры минералов; многочисленные включения одних минералов в другие; расположение минералов в виде скоплений, что обусловлено кристаллизацией, характерной для начальной стадии метаморфизма. По форме минералов в метаморфических породах выделяют ксенобласты – кристаллы, обладающие неправильными контурами и идиобласты, которые характеризуются правильной

кристаллографической огранкой. Форма минералов в большинстве метаморфических пород зависит от кристаллизационной способности минералов, а также от концентрации веществ, идущих на построение того или иного минерала.

По относительной величине зерен кристаллобластические структуры подразделяются на равномернозернистые (гомеобластические) и неравномернозернистые (гетеробластические или порфиробластические. По аналогии с порфировыми структурами в порфиробластических различают порфиробласты и основную ткань. Порфиробласты в метаморфических породах чаще всего представлены гранатами, пироксенами, амфиболами, биотитом, эпидотом, цоизитом, магнетитом, альбитом, кианитом, ставролитом, андалузитом, кордиеритом и др. Ниже дается краткая характеристика наиболее распространенных кристаллобластических структур.

Г р а н о б л а с т и ч е с к а я (гранобластовая) **с т р у к т у р а** характеризуется тем, что все зерна породы обладают относительно одинаковым размером и имеют округлые или зазубренные контуры (рис.212). По форме зерен выделяются разновидности гранобластической структуры - роговиковая, мозаичная, сотообразная.

Л е п и д о б л а с т и ч е с к а я (чешуйчатая, листоватая) **с т р у к т у р а** характерна для метаморфических пород, содержащих чешуйчатые минералы - слюды (рис.213), хлорит, тальк, имеющие ориентированное расположение.

Н е м а т о б л а с т и ч е с к а я **с т р у к т у р а** характеризуется присутствием в породе минералов удлиненно-призматического или столбчатого габитуса и распространена в амфиболовых сланцах и амфиболитах (рис.214), кианитовых и силлиманитовых сланцах.

Ф и б р о б л а с т и ч е с к а я (волокнистая) **с т р у к т у р а** распространена в серпентинитах, нефритах, фибролитовых сланцах (рис.215) и некоторых гнейсах и характеризуется наличием в породе большого количества волокнистых или игольчатых минералов - серпентина, актинолита, фибролита, которые переплетаются между собой, образуя тонковолокнистую или сноповидную массу.

Д и а б л а с т и ч е с к а я **с т р у к т у р а** характеризуется сложным взаимным прорастанием двух или нескольких минералов, видимых лишь под микроскопом. Тонкие срастания между кварцем и кордиеритом получили название **с и м п л е к т и т о в**, а м и р м е к и т а м и называются червеобразные вростки кварца в плагиоклазе на границе его с щелочным полевым шпатом.

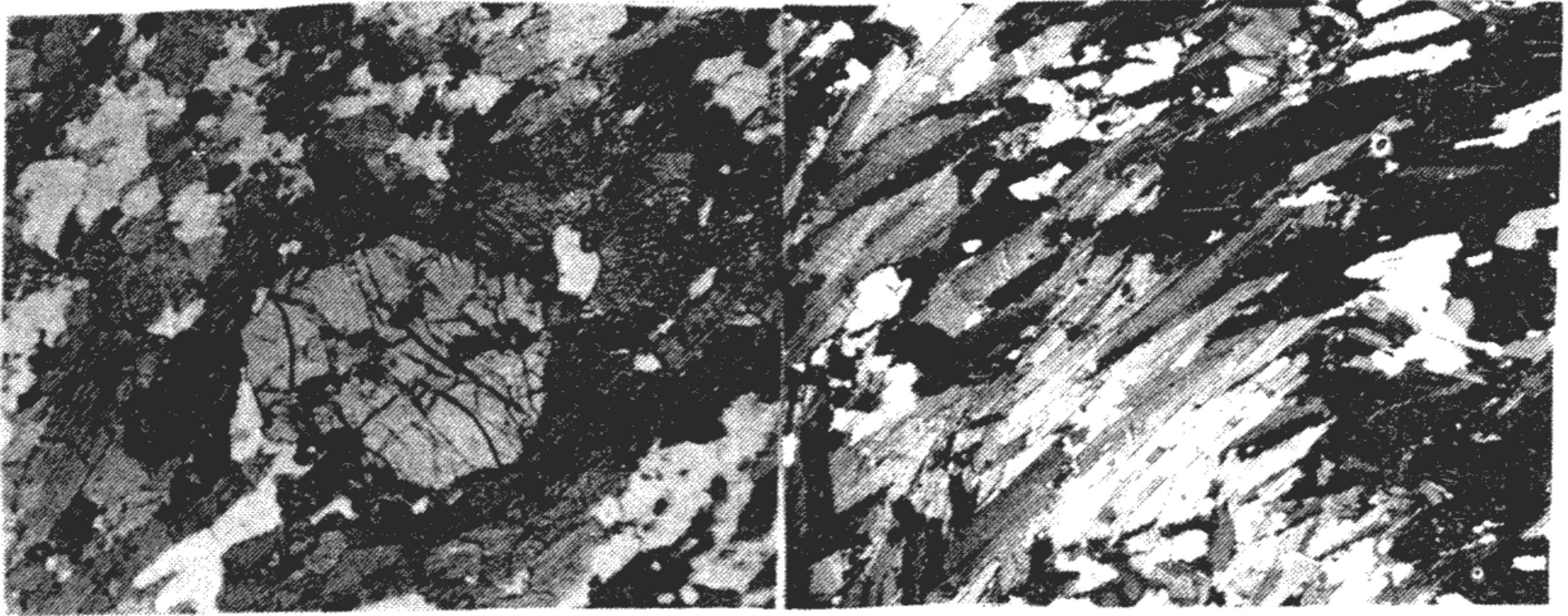


Рис.212. Гранобластическая структура в гранатовом амфиболите (увел.20, николи //)

Рис.213. Лепидокластическая структура в биотитовом сланце (увел.20, николи +)

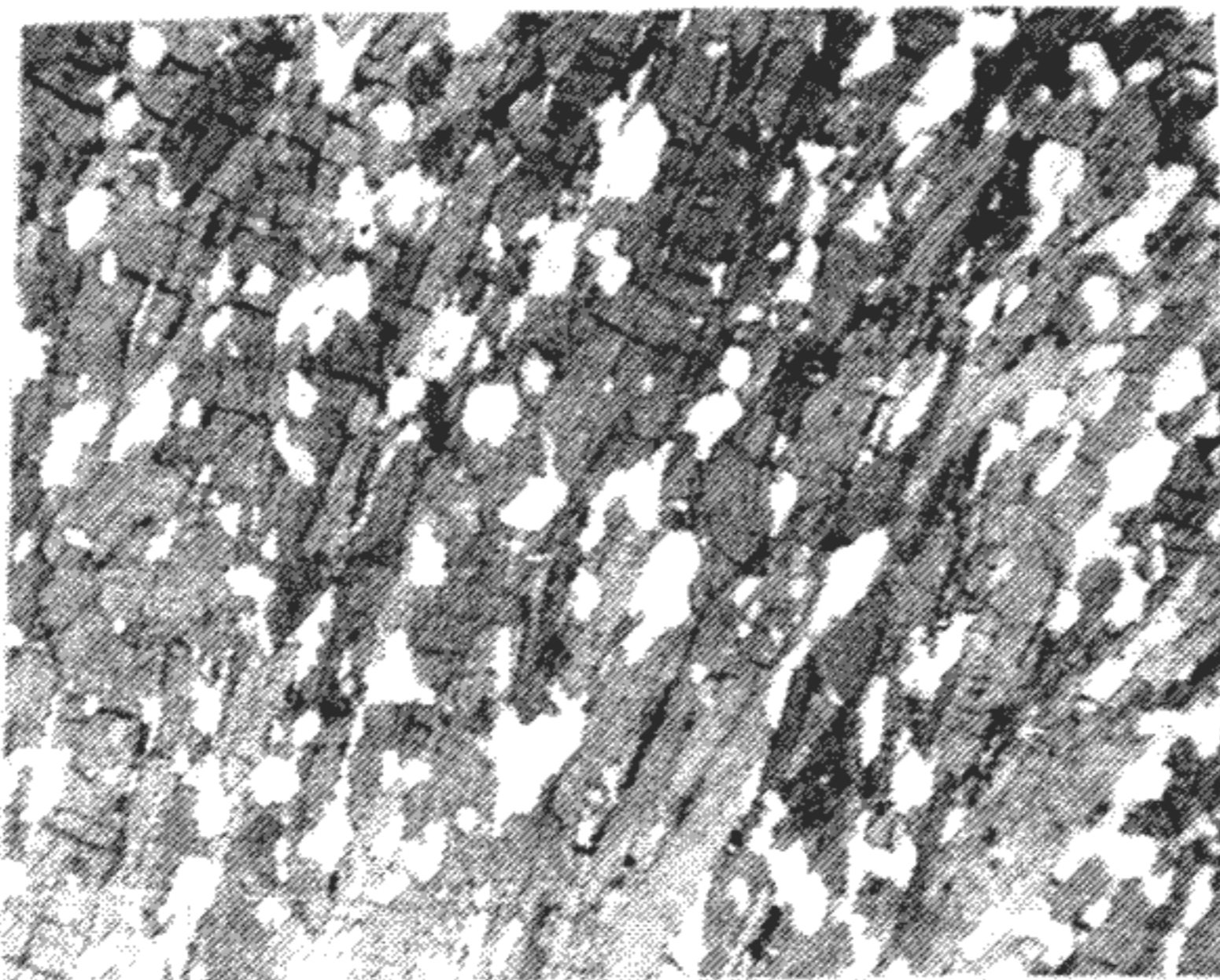


Рис.214. Нематобластическая структура в актинолитовом сланце (увел.20, николи //)

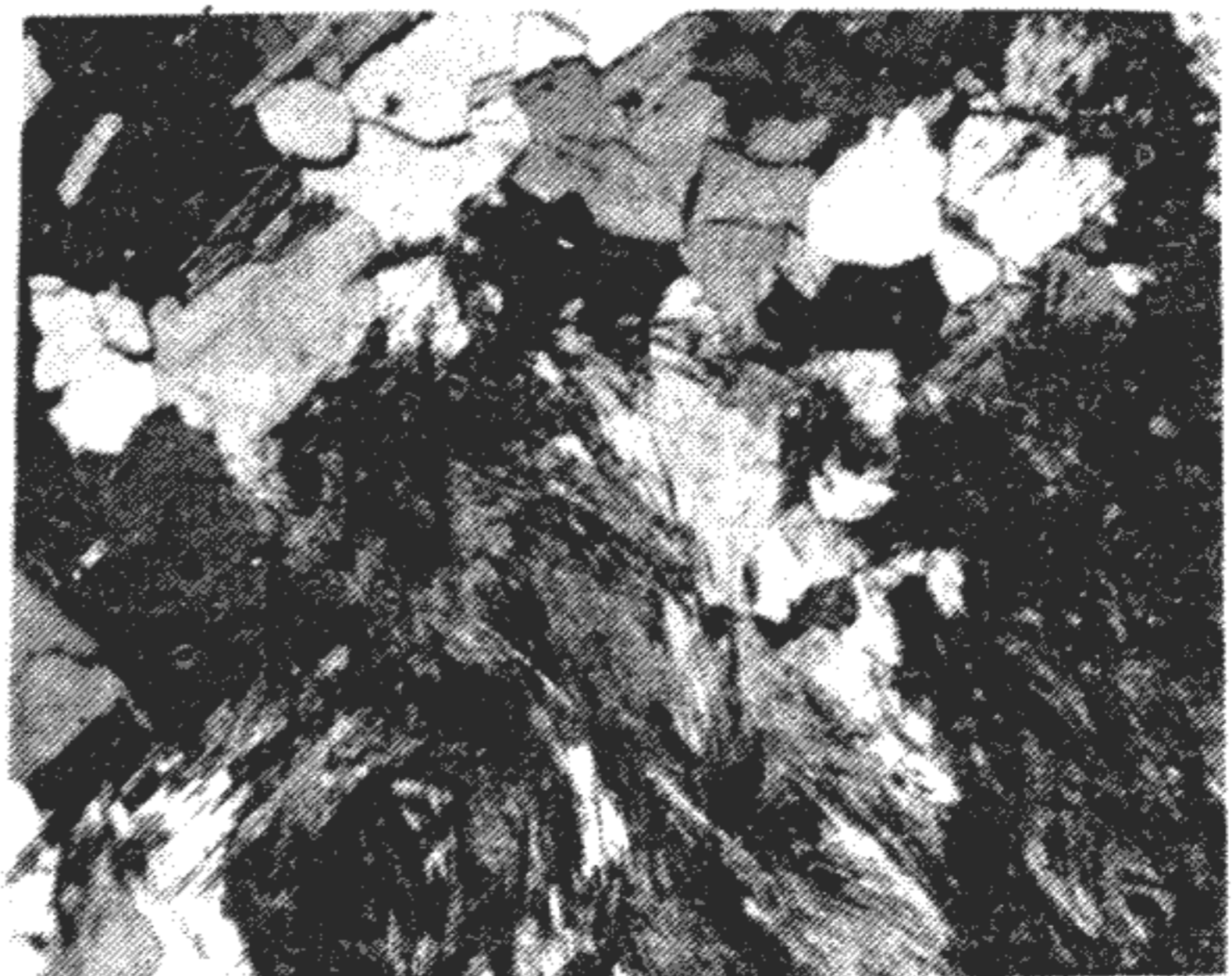


Рис.215. Фибробластическая структура в силлиманит-биотитовом сланце (увел.20, николи +)

Пойкилобластическая структура отличается морфологически от диабластической тем, что крупные зерна породы содержат многочисленные более мелкие по размеру включения, не имеющие закономерной ориентировки. В одних породах включения идиобластичны, в других имеют ксенобластическую форму. Разновидностью пойкилобластической структуры является ситовидная, которая отличается от нее обилием включений. Эти структуры встречаются в роговиках, сланцах, гнейсах, амфиболитах.

Д р у з и т о в а я (венцовая) и к е л и ф и т о в а я с т р у к т у р ы. Особенностью друзитовых структур является нарастание одних минералов на другие в виде каемок. Друзитовая структура очень типична для глубоко метаморфизованных основных пород, в которых оливин, пироксен, амфибол и гранат окружены каемками гиперстена амфибола, граната и благодаря этому породы получили название друзитов (рис.216).

П о р ф и р о б л а с т и ч е с к а я с т р у к т у р а характеризуется неравномерной зернистостью породы и обусловлена наличием крупных кристаллов – порфиробластов среди более тонкозернистой основной ткани, которая может иметь одну из разновидностей кристаллобластических структур (рис.217).

Часто в одной и той же метаморфической породе можно наблюдать различные особенности строения. Например, когда порфиробласты содержат пойкилитовые включения, а среди основной ткани наряду с чешуйчатыми минералами имеются зерна кварца с мозаичными очертаниями. В данном случае структура породы должна быть названа порфиробластической с лепидогранобластической основной тканью; остальные черты строения следует отразить в описании, т.к. название структуры должно быть по возможности простым.

2. К а т а к л а с т и ч е с к и е и м и л о н и т о в ы е с т р у к т у р ы. Катакластические структуры возникают под действием направленного давления, вызывающего раздробление пород и хрупких минералов (кварца, полевых шпатов). Пластичные минералы (слюды, хлориты, тальк) часто бывают изогнуты. Во многих зернах наблюдаются волнистое или мозаичное погасание, микросдвиги, двойники скольжения и другие механические деформации.

Наиболее распространенной разновидностью катакластических структур является ц е м е н т н а я или п о р ф и р о к л а с т и ч е с к а я с т р у к т у р а. В породах с цементной структурой находятся крупные зерна, уцелевшие от раздробления, когда погружены в мелко раздробленную основную ткань с катакластической структурой.

Милонитовые структуры характерны для пород, подвергшихся весьма интенсивному раздроблению и развальцеванию и обладающих тонкополосчатой текстурой. В милонитах наряду с раздроблением пород могут происходить сопутствующая перекристаллизация и образование новых минералов, в соответствии с чем выделяются класто- и бласто-милониты.

3. Р е л и к т о в ы е или о с т а т о ч н ы е (п а л и м п - с е с т о в ы е) с т р у к т у р ы. Реликтовые структуры характерны для пород, не претерпевших глубоких изменений, имеющих наряду с элементами новой структуры остатки структуры первоначальной породы. Для обозначения реликтовых структур употребляются термины, которые состоят из названия структуры исходной породы и приставки "бласто" или "класто", говорящие о наличии процессов перекристаллизации или катаклаза.

Среди реликтовых структур с остатками магматических пород выделяются бластогранитовая, бластоофитовая, бластопорфировая, **петельчатая**, а с остатками осадочных пород - бластопсефитовая, бластопсаммитовая, бластоалевритовая и гелицитовая структуры. Среди указанных структур, петельчатая характерна для серпентинизированных дунитов и перидотитов, а гелецитовая структура отражает тонкую слоистость осадочной породы, которая распознается по расположению углистых частиц в крупных кристаллах граната, кианита. Аналогичным образом кластогранитовая структура образуется при дроблении гранита, кластопсаммитовая характеризует катаклазированные песчаники.

4. М е т а с о м а т и ч е с к и е с т р у к т у р ы. Типичной особенностью метасоматических структур является замещение минералов начальных стадий минералообразования более поздними, что связано с изменением состава гидротермальных растворов. Структуры, вызванные таким замещением, широко распространены в скарнах и др. метасоматитах (рис. 218).

Метасоматические структуры морфологически могут быть похожими на некоторые кристаллобластические, в которых наблюдается скелетный рост минералов, зональность, обилие пойкилитовых включений, наличие мirmekитовых сростаний. Для их различия необходимо изучение геологических особенностей формирования пород и просмотр серии образцов и шлифов.

Для метасоматических пород текстурный признак особенно важен, т.к. он наиболее отчетливо отражает условия при которых произошло их преобразование. Среди текстур метаморфических пород выделяются собственно метаморфические и остаточные (реликтовые). Первые характерны для пород, полностью утративших черты первичного сложения, а во вторых наблюдаются следы текстурных особенностей исходного материала осадочного или магматического происхождения. Ниже приведена характеристика наиболее распространенных текстур метаморфических пород.

М а с с и в н а я т е к с т у р а характеризуется полной однородностью любого участка породы и возникает в результате перекристаллизации однородного материала при отсутствии направленного давления. Благоприятными условиями для образования массивных текстур являются глубинные зоны земной коры и экзоконтактные ореолы интрузивных массивов.

П я т н и с т а я т е к с т у р а определяется неравномерным, кучным распределением минералов и возникает или при контактовом метаморфизме пород, или в результате неравномерной миграции вещества при метасоматозе.

П о л о с ч а т а я т е к с т у р а обусловлена чередованием полос различного состава и структуры, образование которых может быть обусловлено как наличием остаточной первичной слоистости исходных осадочных пород, так и результатом метаморфической дифференциации, обусловленной перераспределением минералов при перекристаллизации (рис.219).

П а р а л л е л ь н о - с л а н ц е в а т а я (гнейсовидная) т е к с т у р а широко распространена в гнейсах и сланцах и характеризуется присутствием чешуйчатых, листоватых и уплощенных минералов, располагающихся параллельно плоскости кристаллизационной сланцеватости.

Л и н е й н а я т е к с т у р а свойственна породам, в составе которых имеются удлинённые игольчатые минералы (роговая обманка, актинолит, силлиманит, кианит), ориентированные взаимно параллельно.

П л о й ч а т а я (волнистая) и м и к р о п л о й ч а т а я т е к с т у р ы представляют собой разновидности параллельно-сланцеватой текстуры сильно деформированных пород, образующихся при пластических деформациях и при повышенном воздействии стресса (рис. 220).

О ч к о в а я или л и н з о в и д н а я т е к с т у р а свойственна некоторым гнейсам и характеризуется наличием крупных линзовидных зерен или агрегатов зерен кварца и полевых шпатов, так называемых "очков", которые выделяются на фоне сланцеватой основной ткани (рис.221).

Б р е к ч и е в и д н а я т е к с т у р а имеет ограниченное распространение и характеризуется наличием обломков различной величины, заключенных в массе гранитного или аплитового состава. При интенсивной химической переработке обломков стираются границы

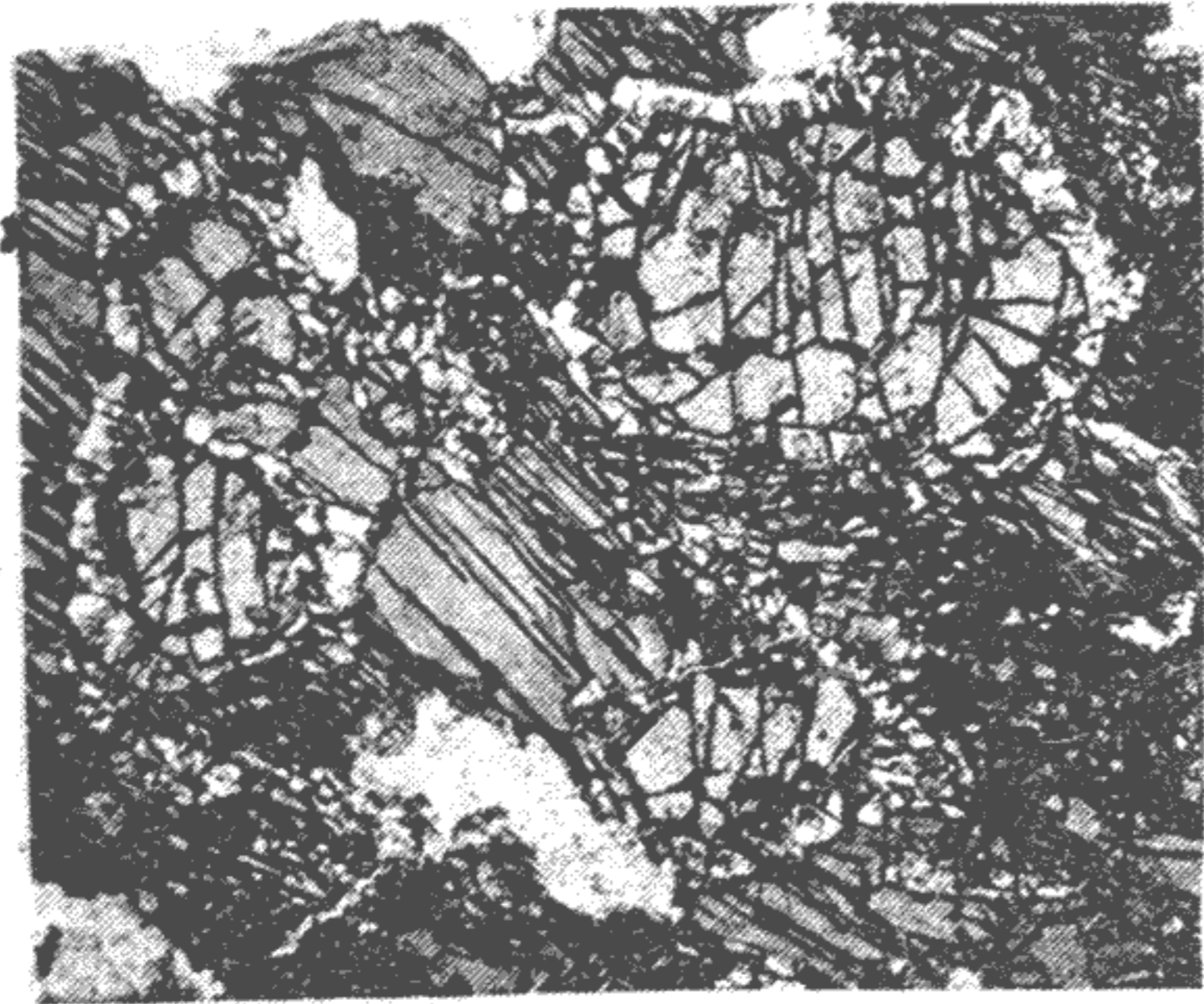


Рис.216. Друзитовая структура в гранатовом амфиболите (увел.20, николи //)

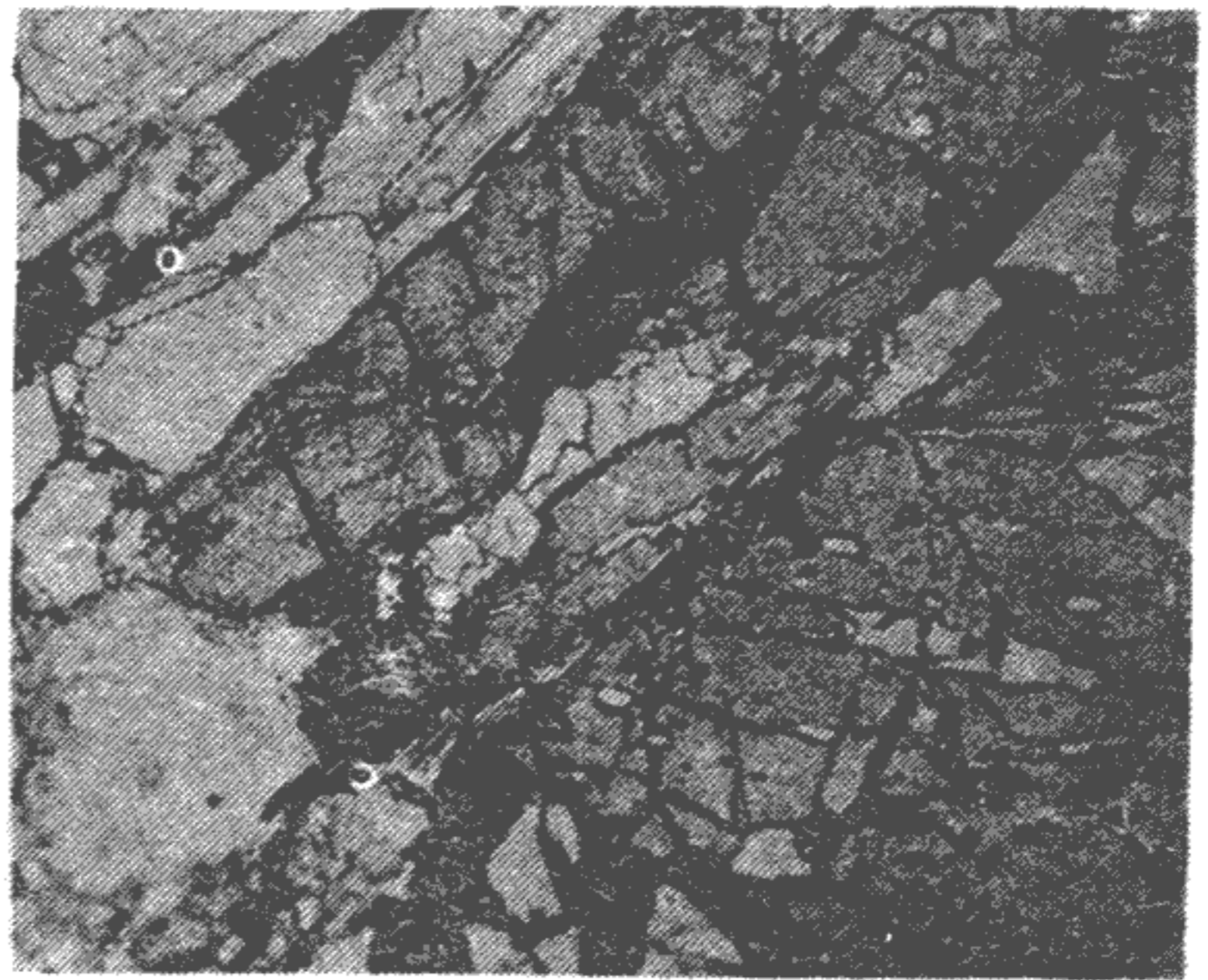


Рис.217. Порфиробластическая структура в дистен-гранат-двуслюдяном сланце (увел.20, николи //)

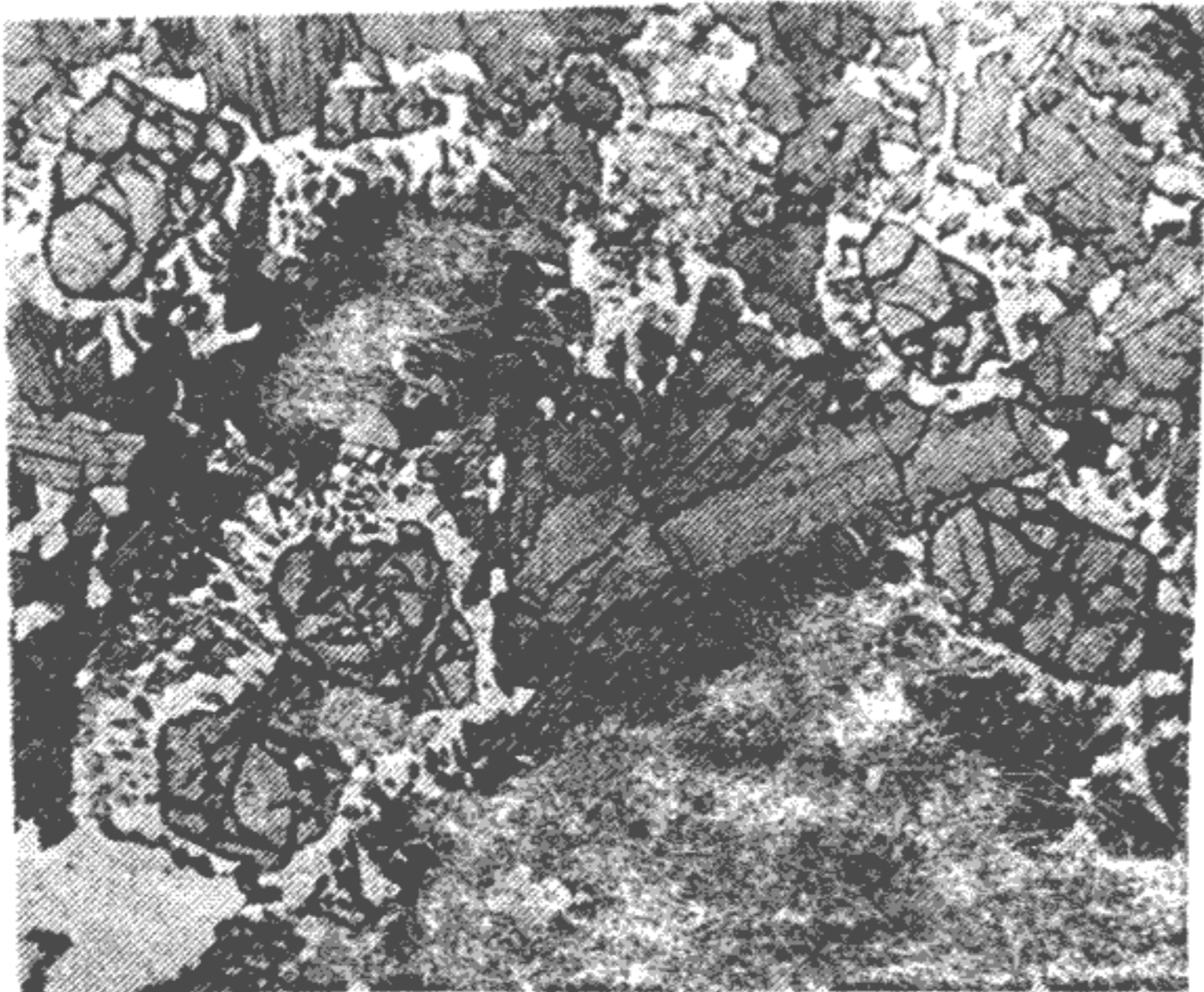


Рис.218. Метасоматическая структура в гранатовом амфиболите (увел.20, николи //)



Рис.219. Полосчатая текстура в гранат-биотитовом мигматите (бассейн р.Большой Бирюсы Восточного Саяна)

между ними и связующей массой и наблюдаются переходы к тeneвым мигматитам.

Остаточные или реликтовые текстуры. Для остаточных текстур с реликтами осадочного сложения характерно наличие остатков слоистости, полосчатости, желваковой текстуры и реже органических остатков.

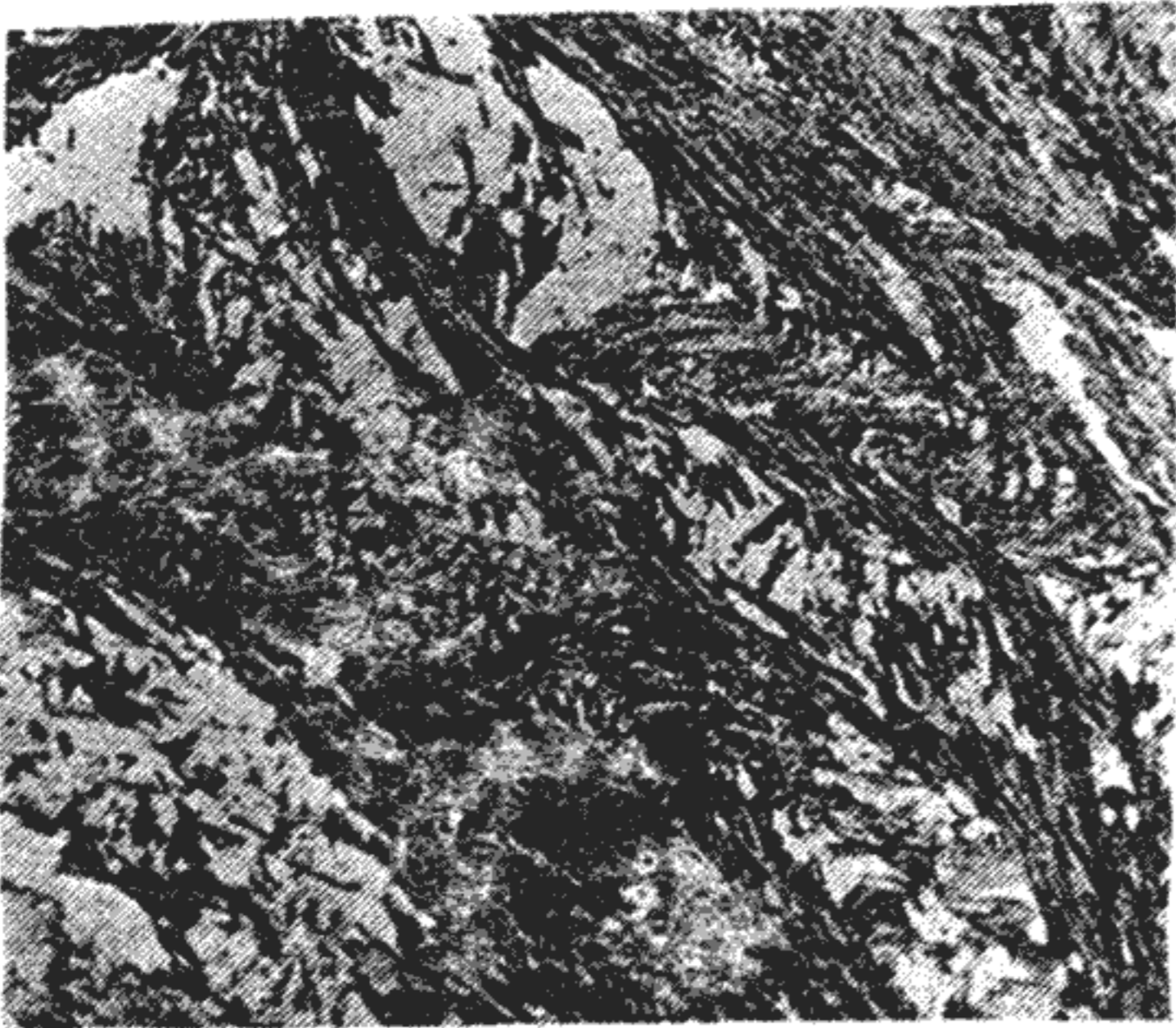


Рис.220. Микроплойчатая текстура в гранат-двуслюдном сланце (увел.20, николи //)

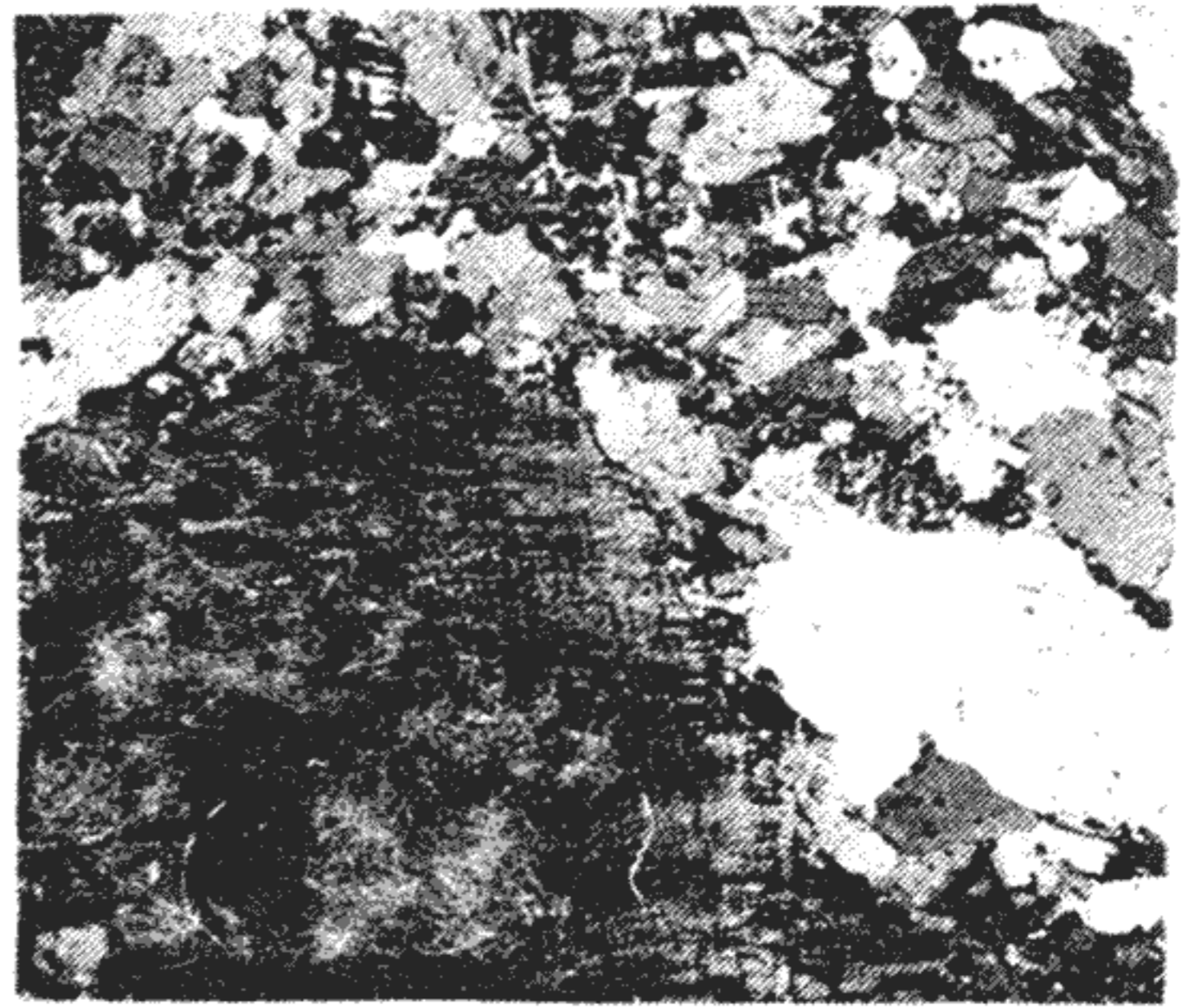


Рис.221. Очковая текстура в гранат-биотитовом мигматите (увел.20, николи +)

При метаморфизме магматических пород остаточная текстура выражается в сохранении реликтов флюидалности, директивности, миндалякаменного сложения основных эффузивных пород и тому подобных признаков.

3.1.3. Классификация и номенклатура метаморфических пород

Метаморфические породы получили названия без определенного плана, стихийно, по мере накопления знаний о горных породах. Термины роговик, сланец, гнейс, гранулит и др. издавна применялись для пород с соответствующими структурами и текстурами. Как правило, эти термины употребляют с прилагательными, указывающими на существенные особенности минерального состава породы. Например, андалузитовый роговик, биотитовый сланец, кордиритовый гнейс, пироксеновый гранулит и т.д. Если удастся определить генетическую природу исходной породы, то к ее названию прибавляют приставку "орто" или "пара". Приставка "орто" указывает на происхождение метаморфической породы за счет магматической породы (ортогнейс, ортоамфиболит и т.д.), приставка "пара" указывает на метаморфизм осадочной породы (парагнейс, параамфиболит и т.д.).

Развитие физико-химического направления в петрологии позволило рассматривать процессы метаморфизма как серию сложных реакций, ведущих к минеральному равновесию. На этой основе В.Гольдшмид (1911) предложил классификацию пород контактового метаморфизма района Осло

и выделил 10 классов роговиков, включающих почти все возможные минеральные парагенезисы для этого типа метаморфических пород. Изучение контактовых ореолов в других районах мира подтвердило общее значение выявленных закономерностей.

Классификация регионально метаморфизованных пород была развита в работах Г.Барроу (1912) и К.Тилли (1921, 1925), выделивших на основании изучения весьма чувствительных к изменению температурных условий глинистых пород Шотландии хлоритовую, биотитовую, гранатовую, ставролитовую, кианитовую и силлиманитовую зоны метаморфизма. Основанием для разделения являлись минералы-индексы, первое появление которых определило границу между двумя соседними зонами.

Дальнейшее развитие учения о физико-химических равновесиях минералов привело к появлению представлений о метаморфических фациях. Это направление оказалось весьма прогрессивным и легло в основу современной классификации метаморфических пород.

Известно большое число различных классификаций метаморфических пород по составу, отличающихся в зависимости от целей набором признаков и детальностью классификации. Все они по существу представляют собой систематику, в которой для удобства известные метаморфические породы разделены на группы. В классификации Н.Д.Добрецова и др. (1970) все метаморфические породы подразделены на 4 класса:

1. **М е т а п е л и т ы**. Исходные породы – глины, глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, кислые изверженные породы. Моделируются системой $K_2O - MgO - FeO - Al_2O_3 - SiO_2$.

2. **М е т а б а з и т ы**. Исходные породы – основные и средние изверженные породы, туфогенные породы, грауваки, мергели. Моделируются системой $Na_2O - CaO - MgO - FeO - Al_2O_3 - SiO_2$.

3. **К а р б о н а т н ы е п о р о д ы**. Исходные породы – известняки, доломиты с примесями. Моделируются системой $CaO - MgO - FeO - Al_2O_3 - SiO_2$.

4. **Р е д к и е п о р о д ы**: магнезиальные (ультраосновные), щелочные, железистые, марганцовистые.

Три главных класса подразделяются на подклассы: кварцсодержащие и недосыщенные SiO_2 породы. Кварцсодержащие подклассы трех главных классов являются основными для фациальной классификации и детального парагенетического анализа. Недосыщенные SiO_2 парагенезисы и редкие породы играют вспомогательную роль.

3.1.4. Принцип метаморфических фаций

Принцип метаморфических фаций был предложен финским ученым П.Эскола (1915, 1920), сформулировав-

шим его следующим образом – в любой фации метаморфизма, породы которой находятся в химическом равновесии и достигли одинаковых условий температуры и давления, минеральный состав каждой из этих пород определяется только общим химическим составом. Отсюда следует, что минеральный состав метаморфических пород является функцией их химического состава и физических условий метаморфизма. При разных термодинамических условиях из пород одного и того же химического состава образуются породы, характеризующиеся разными минеральными ассоциациями.

Например, для породы, первичный химический состав которой выражается соотношением $\text{SiO}_2 : \text{CaO} : \text{MgO} = 1 : 1 : 1$ в условиях низкотемпературной (альбит-эпидот-роговиковой) фации типичной парагенетической ассоциацией, является кальцит-тремолит-доломит. Если соотношение тех же компонентов изменится $1 : 0 : 1$, то парагенетической ассоциацией для той же фации будет магнезит-талек.

При метаморфизме, соответствующем более высокотемпературной фации (роговообманково-роговиковой), для пород с соотношением $\text{SiO}_2 : \text{MgO} : \text{CaO} = 1 : 1 : 1$ парагенезис кальцит-тремолит-доломит заместится парагенезисом кальцит-диопсид-форстерит, при соотношении тех же компонентов $1 : 0 : 1$ указанный выше парагенезис заместится парагенезисом форстерит-талек. Таким образом, в условиях различных фаций из пород одинакового химического состава образуются породы различного минерального состава. Изменение минерального состава метаморфизируемой породы при переходе из одной фации метаморфизма в другую – результат приспособления ее к новым термодинамическим условиям, где образовавшаяся ассоциация минералов будет устойчива.

В качестве основания для выделения фаций П.Эскола принял наличие "критических" минералов, т.е. минералов, устойчивых только в условиях температур и давлений, характерных для данной фации с учетом соответствующей геологической обстановки, примерно характеризующей термодинамические условия метаморфизма. В первоначальной схеме П.Эскола по наличию критических минералов были выделены пять фаций: санидинитовая, пироксен-роговиковая, амфиболитовая, зеленых сланцев и эклогитовая. По мере получения и накопления экспериментальных данных (Елисеев, 1959; Мурхауз, 1963) в нее были включены цеолитовая и гранулитовая фации и намечено поле палингенеза и анатексиса.

Для графического изображения комплекса минералов, встречающихся в пределах данной фации, П. Эскола использовал парагенетические диаграммы, имеющие вид **равностороннего** треугольника и отражающие зависимость между химическим и минеральным составом пород. Для построения диаграмм данные химических анализов, выраженные в весовых процентах, пересчитывались на молекулярные количества (делением весовых процентов на молекулярные веса) и затем объединялись в три группы: А, С и F, где $A = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - (Na_2O + K_2O)$; $C = CaO$; $F = MgO + MnO + FeO$. Значения А, С и F пересчитывались на 100% и помещались в вершинах треугольника. На ребрах треугольника и внутри него наносились точки, соответствующие составам минералов, которые встречались в данных породах и образовались в одинаковых условиях температур и давлений. Точки соединились линиями, образующими малые треугольники.

Такого типа парагенетическая диаграмма для контактовых роговиков, выделенных В. Гольдшмидтом, изображена на рис. 222. Методика их построения дана ниже.

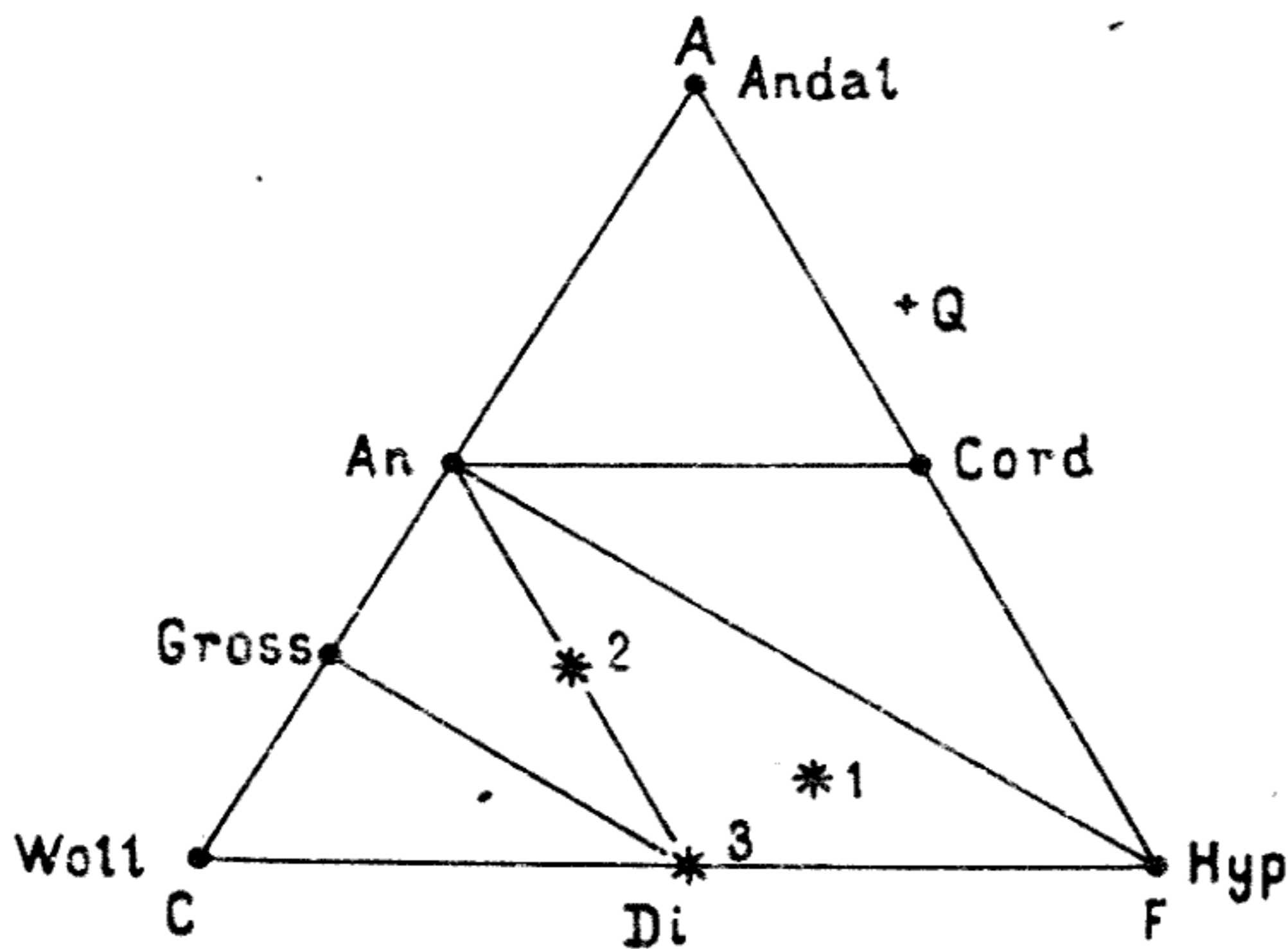


Рис. 222. Диаграмма АСF с коннодами состав-парагенезис

Согласно правилу фаз Гиббса для того, чтобы определенный минеральный парагенезис был широко распространен в природе, он должен быть устойчивым в широком интервале температур и давлений, т.е. система должна иметь две степени свободы. В соответствии с этим, правило фаз Гиббса будет иметь следующий вид: $C = K + 2 - \Phi = 2$, где С - количество степеней свободы; К - число компонентов; Φ - число фаз для закрытой системы, показывающее, что при произвольных температуре и давлении в горной породе количество минералов не должно

превышать количество компонентов. Уменьшение числа минералов по сравнению с количеством компонентов в большинстве метаморфических пород связано с изоморфными замещениями химических элементов в минералах.

Одним из важных практических приложений фаз к изучению метаморфических пород является то, что оно позволяет составлять диаграммы минеральных ассоциаций пород с различным валовым химическим составом. В данном случае автор рассматривает два основных типа пород, и их изучение основывается на двух типах диаграмм. Иногда применяются и другие диаграммы. Для пелитовых пород лучше всего подходят треугольные диаграммы АФМ, а для метабазитов — диаграммы АСФ.

Диаграммы АФМ используются для изображения составов и минеральных ассоциаций пелитовых пород. Они были предложены И. Томпсоном (1957). При построении этих диаграмм принимаются во внимание пять главных компонентов: SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , K_2O . Учитываются также и подчиненные компоненты Fe_2O_3 , TiO_2 и P_2O_5 . В пелитовых породах почти всегда содержится кварц — свободная окись кремния. Поэтому нет необходимости при построении диаграммы специально вносить в нее содержания SiO_2 . Кроме кварца во всех минеральных ассоциациях пелитовых пород присутствуют либо мусковит, либо калиевый полевой шпат. Совместное нахождение этих минералов более характерно для метаморфических минеральных ассоциаций кислых магматических пород, чем для пелитов.

Ниже рассмотрен порядок построения диаграммы АФМ для мусковит-содержащих пород. По весовым процентам окислов в породе рассчитывают молекулярные количества Al_2O_3 , FeO , MgO и K_2O . Относительные количества этих компонентов определяют положение точки на диаграмме. Химические компоненты для краткости обозначены соответственно А, F и М. Прежде чем наносить на диаграмму данные по главным компонентам, делают поправки на присутствие в породе подчиненных компонентов TiO_2 , Fe_2O_3 , а также Na_2O , который в пелитовых породах рассматривается как подчиненный компонент. Принимают, что TiO_2 входит в ильменит $FeTiO_3$, упоминающийся в списке минеральной ассоциации как "непрозрачный минерал", Fe_2O_3 — в магнетит Fe_3O_4 , а $NaAlSi_3O_8$ — в альбит.

Далее рассмотрим конкретный пример нанесения данных на диаграмму. Исходные данные и расчеты сведены в табл. 6. Порядок работы следующий:

1. Разделить весовые проценты окислов на их молекулярные веса, в результате чего получаются молекулярные количества.

2. В величину FeO внести поправку на трехвалентное железо, входящее в состав ильменита, которые наносятся на диаграмму: формула ильменита $FeO TiO_2$, а магнетита $FeO Fe_2O_3$, отсюда $F = FeO - TiO_2 - Fe_2O_3$.

Расчет F

$$F = 0,0251 - 0,0113 - 0,0132 = 0,0006$$

$$F\% = 0,0006 : 0,0591 \times 100 = 1,0\%$$

Расчет A

$$A = 0,2170 - 3 \times 0,0669 = 0,0163$$

$$A\% = 0,0163 : 0,0591 \times 100 = 27,6\%$$

Расчет M

$$M = 0,0422$$

$$M\% = 0,0422 : 0,591 \times 100 = 71,4\%$$

Т а б л и ц а 6

Расчет величин AFM пелитовой породы

Компонент	Весовые %	Молекулярный вес	Молекулярные количества
SiO ₂	53,1	60,07	0,8823
TiO ₂	0,9	79,89	0,0113
Al ₂ O ₃	22,1	101,82	0,2170
Fe ₂ O ₃	2,1	159,68	0,0132
FeO	1,8	71,84	0,0251
MnO	0,01	70,93	0,0001
MgO	1,7	40,31	0,0422
CaO	0,5	56,07	0,0089
Na ₂ O	0,6	61,97	0,0097
K ₂ O	6,3	94,20	0,0669
F ₂ O ₅	0,3	141,92	0,0021
H ₂ O	5,1	18,1	0,2832
C	5,3	12,01	0,4413
Сумма	99,71		

$$A + F + M = 0,0163 + 0,0006 + 0,0422 = 0,0591$$

3. Проецирование из точки состава чистого мусковита на плоскость основания тетраэдра АФМК производить исходя из того, что отношение $K_2O : Al_2O_3$ в чистом мусковите равно 1 : 3, поэтому из молекулярного количества Al_2O_3 надо вычесть утроенное молекулярное количество K_2O , т.е. $A = Al_2O_3 - 3K_2O$.

4. $M = MgO$.

5. Полученные величины А, F и M сложить и каждую из них выразить в виде процентов к сумме.

6. Результаты наносятся на миллиметровку с треугольной разграфкой.

При расчете величины F иногда к FeO суммируют MnO, поскольку во многих силикатах Fe^{2+} часто замещается ионом Mn^{2+} . Однако это можно делать не всегда, т.к. в некоторых породах встречаются марганецсодержащие гранаты. Содержание MnO в пелитовых породах, как правило, невелико, поэтому отклонением величины F от истинного значения (если не вводить поправку на марганец) можно пренебречь.

На диаграммах АСF удобно изображать составы основных магматических пород и известняков с примесями. При их построении учитываются пять главных компонентов: SiO_2 , Al_2O_3 , FeO, MgO и CaO. В отличие от диаграмм АФМ предполагается, что FeO и MgO в неограниченных пределах замещают друг друга в структуре минералов. Так же как и для диаграмм АФМ, здесь предполагается, что горная порода насыщена SiO_2 и кварц присутствует практически во всех минеральных ассоциациях. На диаграмму АСF наносятся три главных компонента: Al_2O_3 , MgO + FeO и CaO. Поправки в FeO на содержание TiO_2 и Fe_2O_3 вводятся тем же путем, что и для диаграмм АФМ. В величину CaO вводится поправка на апатит, имеющий формулу $10CaO3P_2O_5$: из общего содержания CaO вычитается $10/3 P_2O_5$. Предполагается, что Na_2O и K_2O входят в плагиоклаз. Зная, что плагиоклаз присутствует в минеральной ассоциации, и исходя из формул альбита $Na_2O Al_2O_3 6SiO_2$ и ортоклаза $K_2O Al_2O_3 6SiO_2$ из суммарного количества Al_2O_3 вычитают Na_2O и K_2O и получают значение А. Таким образом, получают величины трех компонентов диаграммы: $A = Al_2O_3$, $C = CaO$ и $F = MgO + FeO$. Ниже приведен еще один пример конкретного расчета (табл.7). Порядок арифметических операций следующий:

1. Так же как и при расчете диаграммы АФМ, делим весовые проценты на молекулярные веса и получаем молекулярные количества.

$$A = \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} = 0,0954 - 0,0636 - 0,0033 = 0,0285$$

$$C = \text{CaO} - 10/3\text{P}_2\text{O}_5 - \text{CO}_2 = 0,1721 - 0,0043 - 0,0195 = 0,1526$$

$$F = \text{MgO} + \text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2 = 0,1908 + 0,0619 - 0,0338 - 0,0230 = 0,1959$$

$$A + C + F = 0,3770, \quad A = 7,6\%, \quad C = 40,4\%, \quad F = 52,0\%.$$

2. Определяем А с поправкой на алюминий, содержащийся в полевых шпатах: $A = \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$.

Т а б л и ц а 7

Расчет величин АСF метаморфизованной основной магматической породы

Компонент	Весовые %	Молекулярный вес	Молекулярные количества
SiO ₂	48,62	60,07	0,8094
TiO ₂	1,84	79,89	0,0230
Al ₂ O ₃	9,71	101,82	0,0954
Fe ₂ O ₃	5,40	159,68	0,0338
FeO	4,45	71,84	0,0619
MnO	0,16	70,93	0,0023
MgO	7,69	40,31	0,1908
CaO	9,89	56,07	0,1764
Na ₂ O	3,94	61,97	0,0636
K ₂ O	0,31	91,20	0,0033
H ₂ O	6,80	18,01	0,3776
P ₂ O ₅	0,18	141,92	0,0013
CO ₂	0,86	44,00	0,0195
Сумма	99,85		

3. Определим величину С с поправкой на количество СаО, связанное в апатите $10\text{CaO} \times 3\text{P}_2\text{O}_5$ и кальците $\text{CaO} \times \text{CO}_2$; $C = \text{CaO} - 10/3 \times \text{P}_2\text{O}_5 - \text{CO}_2$.

4. Величину F определяем путем вычитания из FeO молекулярных количеств окиси титана и окиси железа, эквивалентных содержанию закиси железа в ильмените и магнетите и последующим суммированием полученной величины с MgO; $\text{FeO} = \text{FeO} - \text{TiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3$.

5. Находим сумму $A + C + F$.

6. Выражаем А, С и F в процентах от их суммы ($A + C + F$).

Общепринятое положение А, С, F на треугольной диаграмме и положение на ней составов пород показано на рис.222.

На треугольных диаграммах АFМ и АСF можно разместить несколько минеральных ассоциаций. Необходимо помнить, что в соответствии с правилом фаз на диаграмме могут быть показаны минеральные ассоциации из одного, двух или трех минералов, поскольку на ней отражены только три компонента. Кроме минералов, нанесенных на диаграмму, в породах могут присутствовать другие минералы (например, кварц и мусковит на диаграмме АFМ).

Если ни в одном минерале нет катионных замещений, получается сравнительно простая диаграмма, подобная диаграмме, изображенной на рис.222. Линии, соединяющие точки составов минералов, называются соединительными линиями или коннодами. В минеральной ассоциации породы 1 будут присутствовать четыре минерала: An + Hур + Di + Q (присутствие кварца в породе связано с постоянным избытком кремнезема). Минеральная ассоциация породы 2 будет состоять из трех минералов: An + Di + Q, а порода 3 – из двух: Di + Q.

Если в минералах имеют место катионные замещения, диаграммы становятся более сложными. В связи с широко распространенным замещением $Fe^{2+} \rightleftharpoons Mg$ составы минералов на диаграммах АFМ часто изображаются линиями, а не точками. Такой пример приведен на рис.223.

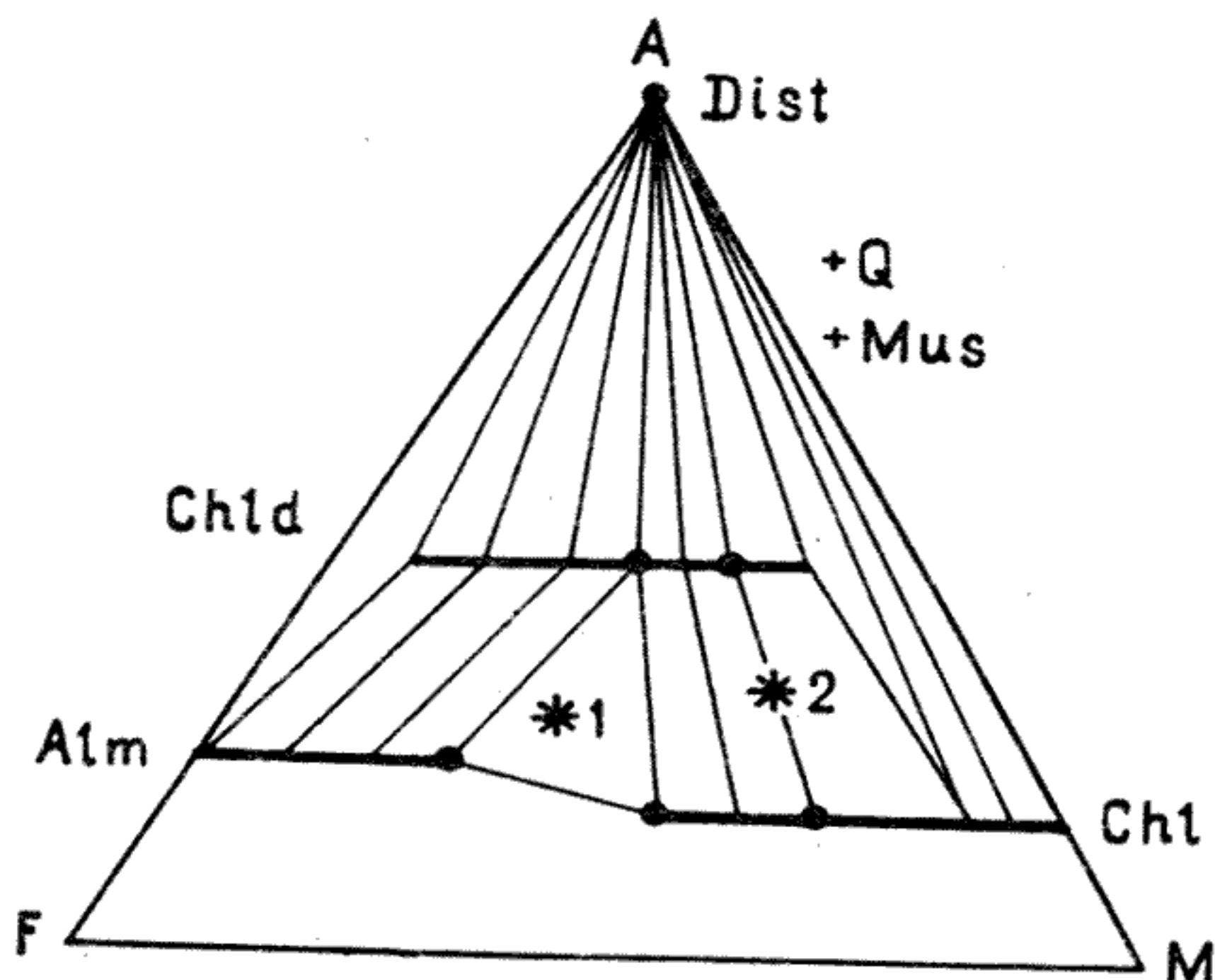


Рис.223. Диаграмма АFМ с коннодами состав-парагенезис (конноды ниже составов алмадина и хлорита не показаны)

На этой диаграмме хлоритоид, гранат и хлорит имеют ограниченные пределы замещения Fe^{2+} магнием. Порода 1 характеризуется ассоциацией Chld + Chl + Mus + Q + Cr. Составы хлоритоида, граната и хлорита в этой породе представлены соответственно разновидностями этих минералов: $Chld_1$, Cr_1 , Chl_1 . В породе 2 минеральную ассоциацию

цию составляют $Chld + Chl + Mus + Q$. Хлоритоид в этой ассоциации имеет состав $Chld_2, Chl_2$. Для пород 1 и 2 точки составов сосуществующих минералов соединены коннодами. Точка 2 расположена в такой точке диаграммы, где для любой породы можно нанести составы только двух минералов. Линия $Chld_2 - Chl_2$ является лишь одной из множества коннод, положение которых зависит от отношения Fe^{2+} / Mg в породе. На диаграмме АФМ показано лишь несколько возможных коннод, пересекающих двухминеральное поле.

Треугольными диаграммами пользуются для изображения минеральных ассоциаций пород различного состава метаморфических толщ. С помощью диаграмм можно сопоставить метаморфические минеральные ассоциации разных районов.

Актуальность и удобство классификаций, основанных на принципе метаморфических фаций, нашли наглядное отражение в ряде классификационных схем, появившихся за последние 20–25 лет (Тернер, Ферхуген, 1961; Винклер, 1969; Добрецов и др., 1970). В каждой из последующих схем учитывались новые петрологические и геологические данные; уточнялись границы фаций, субфаций и минеральные парагенезисы критических и запрещенных минералов. Выделялись новые фации и субфации метаморфизма. Особенно многочисленными коррективы были внесены в серии фаций, характеризующих региональный метаморфизм, отличающийся наибольшим разнообразием действующих факторов. Ниже приведена схема фаций Ф. Тернера, принятая большинством зарубежных исследователей. В ней выделены две параллельные серии, соответствующие контактовому и региональному метаморфизму.

А. Фации контактового метаморфизма. $P_{\text{Нагр.}} = 100 - 3000$ бар,
 $P_{H_2O} \approx P_{\text{нагр.}}$

1. Альбит-эпидот-роговиковая фация.
2. Роговообманково-роговиковая фация.
3. Пироксен-роговиковая фация.
4. Санидинитовая фация.

В карбонатных породах Н.Л. Боуэном выделяются более дробные 13 ступеней метаморфизма.

В. Фации регионального метаморфизма $P_{H_2O} \approx P_{\text{нагр.}} = 3-12$ кбар.

5. Цеолитовая фация.
6. Фация зеленых сланцев. Субфации:
 - 6.1. Кварц-альбит-мусковит-хлоритовая.
 - 6.2. Кварц-альбит-биотитовая.
 - 6.3. Кварц-альбит-альмандиновая (вместо альбит-эпидот-амфиболитовой фации).

7. Фация глаукофановых сланцев.
8. Альмандин-амфиболитовая фация. Субфации:
 - 8.1. Ставролит-кварцевая.
 - 8.2. Кианит-мусковит-кварцевая.
 - 8.3. Силлиманит-альмандиновая.
9. Гранулитовая фация. Субфации:
 - 9.1. Роговообманково-гранулитовая.
 - 9.2. Пироксен-гранулитовая.
10. Эклогитовая.

Таким образом, вместе с субфациями выделено 16 подразделений. Они соответствуют схеме фаций П.Эсколя, лишь детализируя ее.

Рассмотрим некоторые другие схемы фаций, опубликованные в последние 20-30 лет. На рис.224 дана петрогенетическая схема фаций Г.Винклера (1969). Фации контактового метаморфизма Г.Винклера соответствуют подразделению Ф.Тернера с той лишь разницей, что Г.Винклер не рассматривает санидинитовую фацию. Динамотермальный метаморфизм Г.Винклер подразделяет на две фации - фацию зеленых сланцев и амфиболитовую фацию, а на субфации подразделяет их отдельно для двух типов фациальных серий: типа Барроу (аналогично субфациям Ф.Тернера) и типа Абакума. Полная схема фаций Г.Винклера (1969) имеет следующий вид:

- I. Роговиковые фации контактового метаморфизма.
 1. Альбит-эпидот-роговиковая фация.
 2. Пироксен-роговиковая фация.
 3. Роговообманково-роговиковая фация.
- II. Региональный динамотермальный метаморфизм.
 - A. Фациальная серия типа Абакума (без дистена и хлоритоида).
 - A.1. Фация зеленых сланцев
 - A.1.1. Кварц-альбит-мусковит-биотит-хлоритовая субфация.
 - A.1.2. Кварц-андалузит-плагиоклаз-хлоритовая субфация.
 - A.2. Кордиерит-амфиболитовая фация.
 - A.2.1. Андалузит-кордиерит-мусковитовая субфация.
 - A.2.2. Силлиманит-кордиерит-мусковит-альмандиновая субфация.
 - A.2.3. Силлиманит-кордиерит-ортоклаз-альмандиновая субфация.

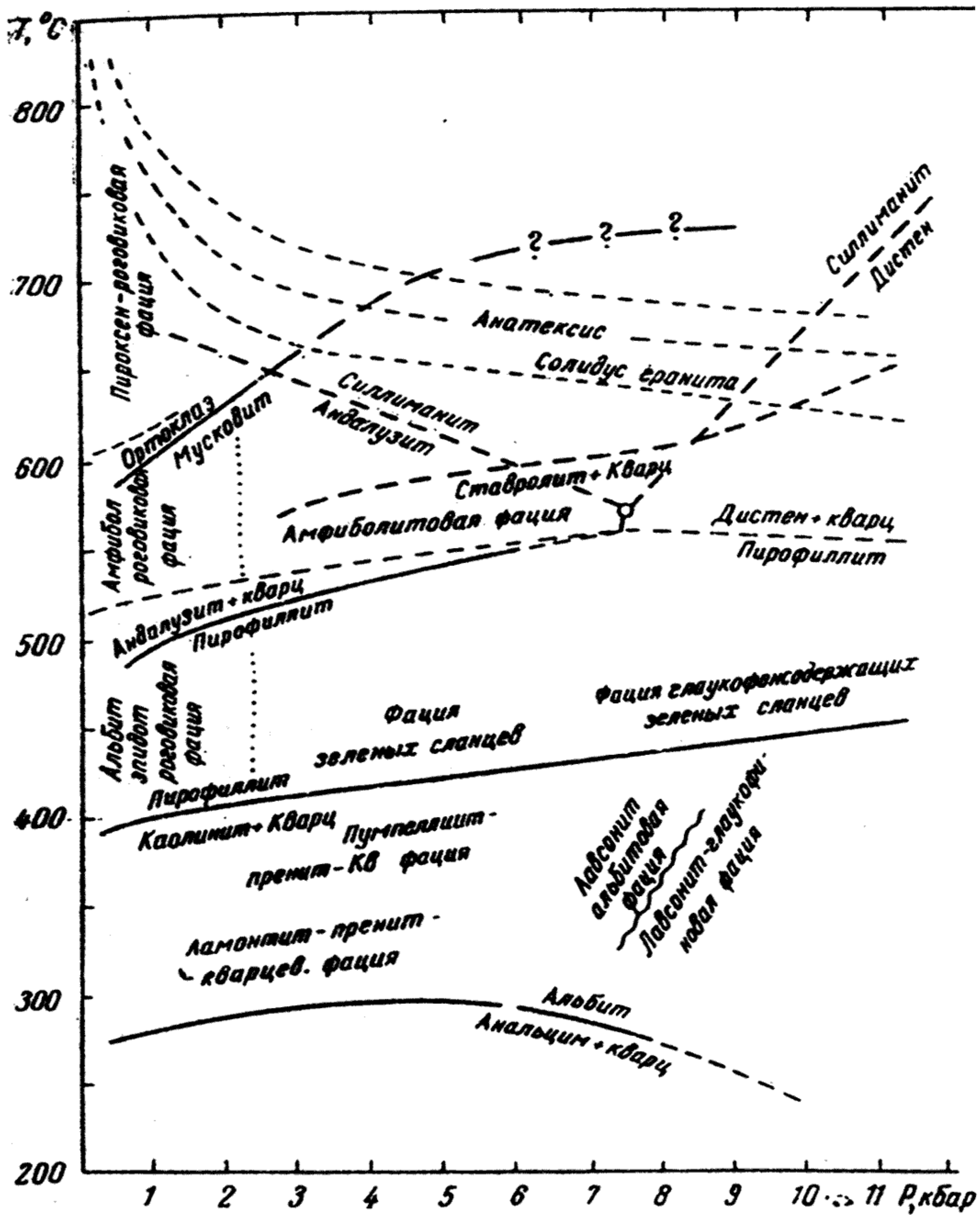


Рис. 224. Парагенетическая схема фаций Г. Винклера (1969)

В. Фациальная серия типа Барроу (повышенных давлений с хлоритоидом и дистеном без андалузита).

В.1. Фация зеленых сланцев.

В.1.1. Кварц-альбит-мусковит-хлоритовая субфация.

В.1.2. Кварц-альбит-биотитовая субфация.

В.1.3. Кварц-альбит-альмандиновая субфация (или альбит-эпидот-амфиболитовая фация).

В.2. Альмандин-амфиболитовая фация.

В.2.1. Ставролит-кварцевая субфация.

В.2.2. Кианит-мусковит-кварцевая субфация.

В.2.3. Силлиманит-альмандин-ортоклазовая субфация.

Ш. Особые фации.

1. Гранулитовая.

2. Эклогитовая.

IV. Метаморфизм погружения, как продолжение **диагенеза**.

1. Средние давления нагрузки, средний градиент P-T.

1.1. Цеолитовая фация (или ломонтит-пренит-кварцевая фация).

1.2. Пумпеллит-пренит-кварцевая фация.

2. Высокие давления нагрузки, низкий градиент P-T.

2.1. Лавсонит-глаукофановая фация (или фация глаукофановых сланцев).

2.2. Лавсонит-альбитовая фация.

Всего дано 21 подразделение, включая субфации. Схема Г. Винклера расширяет схему Ф. Тернера введением субфаций типа Абакума и фаций метаморфизма погружения.

Наиболее совершенной является схема фаций, предложенная Н.Л. Добрецовым, В.В. Реведатто, В.С. Соболевым и др. (1970), представлена она на рис. 225. Объем фаций в предлагаемой схеме лишь приблизительно соответствует схемам П. Эсколя и Ф. Тернера, поэтому встает вопрос о пересмотре традиционных названий фаций. В предлагаемой схеме фаций четко выделены фациальные серии, различающиеся по давлению: А - фации низких давлений, примерно соответствующие контактовому метаморфизму; В - фации средних давлений, соответствующие обычному региональному метаморфизму; С - фации высоких давлений в земной коре; Д - фации сверхвысоких давлений (в мантии). Исключая группу Д, остальные три фациальные серии по температуре разделены на четыре фации каждая,

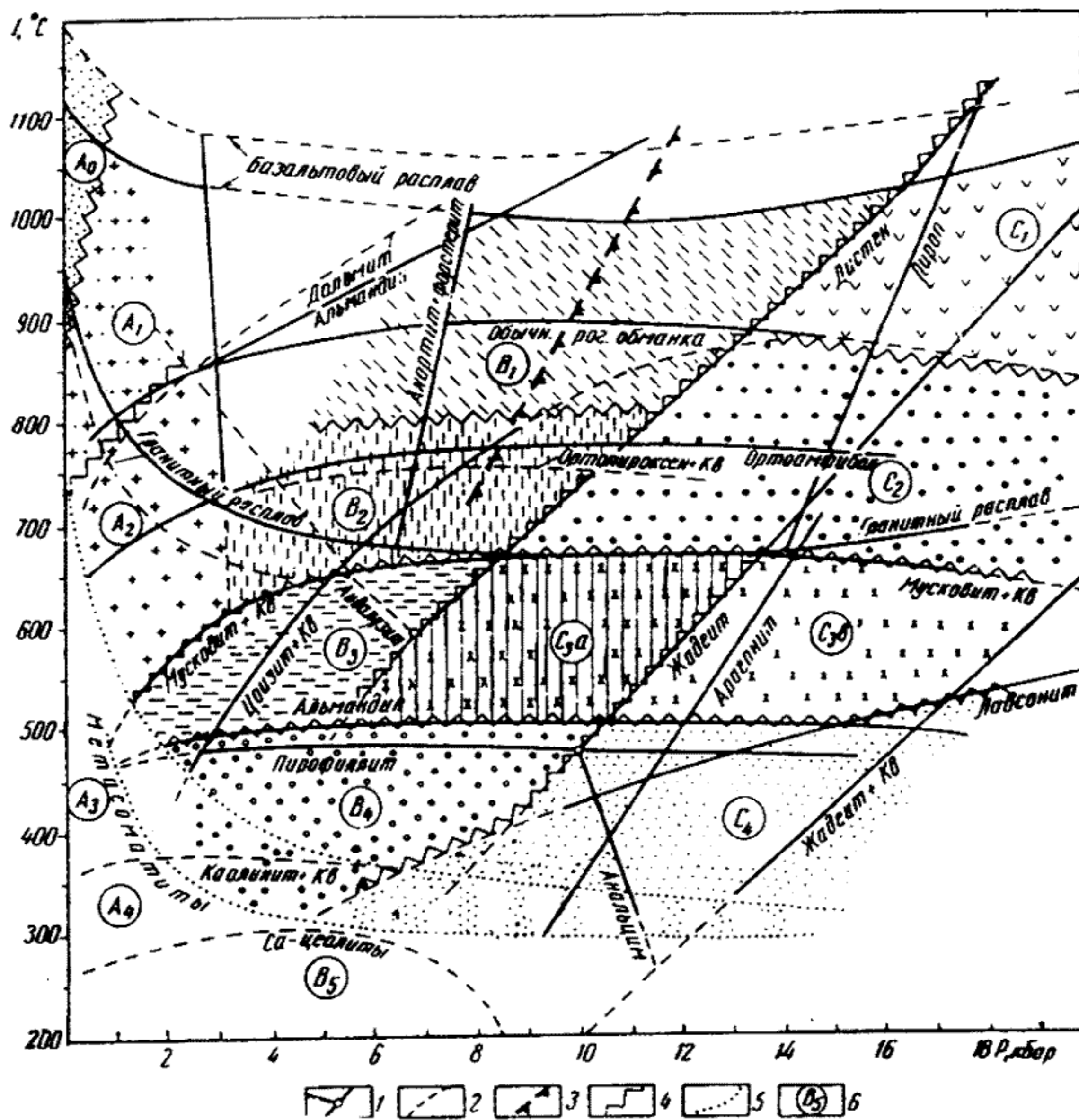


Рис. 225. Петрогенетическая схема фаций контактового и регионального метаморфизма Н.Л. Добрецова и др. (1970): 1 - линии минеральных равновесий, ограничивающие поля устойчивости важнейших минералов и ассоциаций; 2 - то же для равновесий, для которых недостаточно экспериментальных данных; 3 - начало **эклогитизации** большинства базальтовых пород; 4 - границы фаций (и субфаций $C_{3a} - C_{3b}$); 5 - вероятные границы поля метаморфизма; 6 - буквы и крап-поля **отдельных** фаций

например, $A_0, A_1, A_2, A_3; B_1, B_2, B_3, B_4; C_1, C_2, C_3, C_4$. Границами фаций служат линии минеральных равновесий, ограничивающие термодинамические поля устойчивости важнейших минералов и парагенезисов, где они устойчивы. При выделении фаций метаморфизма учитываются критические и запрещенные минеральные ассоциации.

Группа А. Фации низкого давления, соответствующие в основном контактовому метаморфизму. Общее **давление** от 1 бар до 3-4 кбар.

Сильные колебания давления P_{H_2O} и P_{CO_2} . Температурный интервал метаморфизма от 550 °С до 1200 °С.

1. A_0 - Спуррит-мервинитовая фация. Температура от 900–1200 °С, а давление от 1 до 200–300 бар. Характерна для ксенолитов в вулканических породах или в непосредственном контакте с интрузиями габброидов. Имеет крайне ограниченное распространение. Фация для класса карбонатных составов подразделяется на две субфации:

1.1. Мервинит-кальцитовая субфация.

1.2. Монтичеллит-спуррит-тиллитовая субфация.

2. A_1 - пироксен-роговиковая фация. Температура от 700–800 °С до 900 °С, давление от первых сотен бар до 3–4 кбар. Сверху поле фации ограничено линией устойчивости силлиманита, кварца, волластонита с кальцитом, гранатов, биотита, а также линией базальта. Характерна для внутренних частей ореолов, генетически связанных с интрузиями различных габброидов. Фация подразделяется на две субфации:

2.1. Волластонит-геленит-анортитовая субфация.

2.2. Гроссуляровая.

3. A_2 - амфибол-роговиковая фация. Температура от 550, чаще от 600 до 800 °С, давление от первых десятков, сотен бар до 3–4 кбар. Сверху поле фации ограничено линией устойчивости альмандина, доломита, кальцита с кварцем. Она подразделяется на две субфации:

3.1. Силлиманитовую субфацию амфиболовых роговиков.

3.2. Андалузитовую субфацию амфиболовых роговиков.

4. A_3 - мусковит-роговиковая фация. Температура меньше 550–600 °С, давление до 3–4 кбар. Фация локализована во внешних частях контактовых ореолов.

5. A_4 - минеральные фации, соответствующие гидротермальным и метасоматическим породам, связанным с контактовыми ореолами, сформированными при низких давлениях.

Группа В. Фации умеренного (среднего) давления, соответствующие обычному, региональному метаморфизму. Для P_{H_2O} закономерно убывает от низкотемпературных фаций B_4 и B_5 к высокотемпературным фациям B_1 и B_2 , где оно опускается до 0,2–0,3 $P_{общ}$. Напротив P_{CO_2} возрастает в соответствующих пределах. Общее давление меняется в P_2 пределах от 3–5 кбар до 10–15 кбар. Температурный интервал метаморфизма от 300–400 °С до 900–1000 °С.

6. B_1 - фация двупироксеновых гнейсов (гранулитовая). Температура метаморфизма - от 750–800 °С до 900–1000 °С, давление от 4–5 кбар

до 12-13 кбар. Сверху по температуре и давлению поле фации ограничено линией плавления базальта, устойчивости алмадина и доломита. Субфации не выделяются.

7. V_2 - фация силлиманит-биотитовых гнейсов (амфиболитовая). Температура метаморфизма изменяется от 650 °С до 800 °С, а давление от 4 до 8 кбар. Верхний температурный предел фации ограничивается равновесием $OPyr + CPyr + KFsp + Q \rightleftharpoons Gr + Bi + Amf$, исчезновением ромбических амфиболов и $Bi + Sill + Q$ ассоциации. По давлению фации V_1 и V_2 от фаций C_1 и C_2 ограничены линиями дистена и полной эклогитизации.

8. V_3 - фация андалузит (силлиманит)-мусковитовых сланцев (эпидот-амфиболитовая). Верхний температурный предел фации определяется устойчивостью $Mus + Q$ и $Stav + Q$, соответствующая температурам 600-650 °С. Нижняя температурная граница фации фиксируется сменой алмадина хлоритом с кварцем, исчезновением роговой обманки, сменяющейся парагенезисом $Akt + Er + Ab$ и ставролита, вытесняющегося хлоритом. Это отвечает температурам около 500 °С. По давлению фация V_3 от фации C_3 отделена линией устойчивости дистена, что соответствует давлению в 7,5-10 кбар.

9. V_4 - фация зеленых сланцев. Температурный интервал от 350-400 °С до 500-550 °С. Сверху по температуре она ограничена устойчивостью $Chl + Q$, характеризуется отсутствием роговой обманки, алмадина и олигоклаза. В большей части фации устойчивы также пирофиллит и пумпеллит. Нижняя граница фации фиксируется отсутствием каолинита, диаспора, цеолитов и других Ca-минералов. По давлению Р-Т область зеленосланцевой фации и лавсонит-глаукофановой фации разделяется линиями устойчивости $Lav + Q$, $Lrag + Gad$, что соответствует давлению в 7-10 кбар.

10. V_5 - цеолитовая фация и региональный эпигенез. Температура метаморфизма от 100 до 300-350 °С, давление обычно не превышает 3-5 кбар.

Группа С. Фации высокого давления. Характеризуются давлением в 8 кбар при низкой температуре и свыше 15 кбар при высокой температуре. Температурный интервал от 300 до 1000 °С. Обычно локализуются в узких тектонических зонах т.н. "локальный метаморфизм".

II. C_1 - эклогитовая фация. Температура метаморфизма изменяется от 850 °С до 1000 °С, а давление превышает 14 кбар. Нижний температурный предел фации фиксируется наличием граната с содержанием пиропового минала не менее 50%.

12. S_2 фация дистеновых гнейсов и амфиболитов. Температура от 650 до 800–850 °С, давление свыше 10 кбар, но иногда достигает в условиях земной коры 15–17 кбар. Нижней границей фации является линия устойчивости $Mus + Q$, ограничивающей устойчивость $Dist + Kfspr$.

13. S_3 – фация дистен–мусковитовых сланцев (глаукофан–альмандиновая). Нижняя ее граница определяется устойчивостью дистена и альмандина в области давлений до 15 кбар и линией лавсонита при $P_{общ.} > 15$ кбар. Температура – от 500 до 650 °С. На петрогенетической схеме (рис. 225) фация подразделена на две субфации S_3^a и S_3 линией устойчивости жадеита.

14. S_4 – жадеит–лавсонит–глаукофановая фация. Температурный интервал – 300–550 °С, давление свыше 8–10 кбар. Фация, для которой очевидно наиболее высокое давление при относительно низкой температуре ограничено линией устойчивости $Law + Q$, по давлению – глаукофана с лавсонитом или эпидотом, а также эпидотом и жадеитом.

15. Фации верхней мантии. Фации верхней мантии доступны изучению непосредственно по ксенолитам в кимберлитах. Давление свыше 25–30 кбар, температура около 900–1100 °С. Выделяются следующие фации:

15.1. Эклогитовая фация.

15.2. Коэситовая фация.

15.3. Фация алмазоносных эклогитов.

Таким образом, всего выделено 24 подразделения, включая субфации метаморфизма. Петрогенетическая схема фаций и субфаций метаморфизма Н.Л. Добрецова и др. (1970) наиболее полно отражает современное состояние метаморфической петрологии. Трудно определяются четкие границы каждой выделенной фации, т.к. они характеризуются различными парагенезисами критических минералов, что объясняется большим разнообразием состава исходных пород. Данная классификация наиболее приемлема для петрологических исследований метапелитов и метабазитов.

3.2. Катакластический метаморфизм

Катакластический метаморфизм совершается на небольшой глубине при сравнительно низкой температуре под влиянием главным образом направленного давления и проявляется в интенсивном раздроблении (катаклазе) прежних минералов и структур. Обычно катакластический метаморфизм проявляется в виде маломощных зон в сбросах, надвигах, в зонах милонитизации.

3.2.1. Характеристика катакластического метаморфизма

Стресс оказывает разрушающее воздействие как на породу в целом, так и на слагающие ее минералы. Породы раз-

биваются многочисленными трещинами, вдоль которых происходит смещение одних частей относительно других. Хрупкие минералы при этом подвергаются дроблению, а более пластичные (слюды, карбонаты и др.) характеризуются смятием, появлением двойников скольжения, грануляцией. При повышении температуры, вследствие трения минеральных частиц или других причин, в катаклазированной породе могут развиваться некоторые низкотемпературные минералы - серицит по плагиоклазам, хлорит и тальк по железо-магнезиальным силикатам и др.

3.2.2. Породы катакластического метаморфизма

В результате катакластического метаморфизма формируются разнообразные породы, основные отличия между которыми обусловлены степенью их раздробленности и развальцевания. Среди них выделяются тектонические брекчии, катаклазиты, милониты и филлониты.

Тектонические брекчии характеризуются присутствием остроугольных обломков различной величины, сцементированных мелкораздробленной массой, которая формируется при более тонком раздроблении тех же пород. Форма обломков зависит от текстурных особенностей деформируемой породы: обломки пород с массивной текстурой - изометричные, обломки сланцев - плоские. Последующие термодинамические преобразования могут обусловить уплотненные породы, вызванные заполнением пустот и трещин вторичными минералами - карбонатами, кварцем, халцедоном, хлоритом, эпидотом и др. Структура тектонической брекчии обломочная, текстура массивная.

Эруптивная брекчия относится к особому типу образований, цементирующая масса в которой представлена магматическим материалом, а обломки сложены разнообразными по составу породами, являющимися гипоксенолитами. Особенно четко брекчии такого состава закартированы в Приладожье, где они локализованы в зоне глубинного разлома в виде линейно вытянутых тел протяженностью до 45-50 км (Саранчина, Шинкарев, 1973).

Катаклазиты состоят из угловатых обломков более мелких, чем обломки тектонической брекчии, сцементированных перетертым материалом этой же породы. Степень раздробленности такова, что

природу исходной породы, например, гранита, легко определить по минеральным и структурным особенностям достаточно крупных обломков. Для катаклизитов характерна цементная структура. Текстура массивная, иногда ориентированная, что вызвано слабым развальцеванием породы.

М и л о н и т ы - продукты дальнейшего перетирания и развальцевания пород с образованием полосчатых текстур. Полосчатость милонитов обусловлена наличием тонких слоев линзовидных обособлений менее раздробленного материала в тонкоперетертой массе. В зависимости от степени раздробленности выделяются милониты грубополосчатые, тонкополосчатые и **у л ь т р а м и л о н и т ы**. Милониты, образующиеся в условиях сильного направленного давления, представлены плотно сцементированными, иногда кремневидными породами. В некоторых ультрамилонитах размер зерен столь незначителен, что они кажутся в шлифе изотропной массой; такие породы получили название **п с е в д о т а х и л и т о в**. Ультрамилониты и псевдотахилиты образуют в обычных милонитах полосы и перемежаются с ними, что позволяет судить о направлениях особо интенсивных движений.

Характерной особенностью **ф и л л о н и т о в** является наличие в породе нескольких плоскостей сланцеватости, косо располагающихся друг к другу. Сланцеватость подчеркивается субпараллельным расположением чешуек слюды и других пластинчатых минералов. Весьма типична микроструктура породы, выраженная наличием мелких линзочек и веретенообразных скоплений, остатков микроскладок и порфирокластов "очков", более крупных по сравнению с основной тканью породы. В названии деформированной породы обязательно должно быть отражено название первичной породы, если она с уверенностью устанавливается. Например, катаклизит, образовавшийся за счет гранита, - **гранитный катаклизит, гранитный милонит и т.д.** Порода, представляющая собой результат динамометаморфизма кислых эффузивов, называется **порфиритоидом; основных и средних эффузивов - порфиритоидом.**

Темноцветные минералы - оливин, пироксены, роговые обманки, биотит и гранат неустойчивы при катакластическом метаморфизме. Пироксен и роговая обманка замещается хлоритом. Оливин превращается в тальк, серпентин, карбонаты и хлорит. Гранат разбивается трещинками, по которым развивается хлорит и биотит. В ряде случаев можно наблюдать выделение идиоморфного сагенита в биотите и хлорите. Вероятно, титан, входящий в состав других минералов, при катакластическом метаморфизме выносится и идет на образование рутила.

Формирование пород катакластического метаморфизма осуществляется в P-T условиях зеленосланцевой фации и за редким исключением - эпидот-амфиболитовой фации.

3.3. Ударный метаморфизм

Ряд динамометрических пород связан с кольцевыми структурами, образованными при падении метеоритов, или искусственных подземных ядерных взрывах. После небольших эрозионных изменений на поверхности структуры приобретают форму кратера. Такие кратеры широко развиты на поверхности Луны.

3.3.1. Характеристика ударного метаморфизма

Под ударным метаморфизмом понимаются изменения в горных породах и минералах, обусловленные прохождением мощной ударной (метеоритной) волны. Единственным известным природным процессом, при котором может проявляться ударный метаморфизм, является падение крупных метеоритов, приводящее к образованию метеоритных кратеров или астроблем. В настоящее время на поверхности суши известно 114 структур достоверно метеоритного происхождения, в том числе 26 на территории СССР. Морфологически астроблемы характеризуются округло-изометричной формой и имеют поперечник от нескольких метров до многих десятков километров, например, Попигайский кратер имеет диаметр около 100 км; глубина не превышает 1-2 км.

Ударный метаморфизм характеризуется мгновенностью проявления, высоким пиковым давлением (от 10-100 кбар до нескольких мегабар) и остаточной температурой (свыше 2000 °C), кинетическими реакциями преобразования вещества, которые воспроизводятся при подземных ядерных взрывах. К числу последовательных изменений, происходящих с увеличением пикового давления и температуры, относятся развитие трещиноватости, катаклаз, пластические деформации в минералах. В петрографических шлифах это проявляется в понижении показателей преломления и двупреломления, в развитии систем планарных элементов по определенным кристаллографическим направлениям, в ударном двойниковании, кливаже и т.д., что хорошо изучено в кварце, полевых шпатах, пироксенах, амфиболах, биотите и др. минералах. Минералы, характеризующиеся указанными признаками, получили название диаплектовых или тетоморфных. При увеличении ударного сжатия некоторые минералы превращаются без плавления в изотропный стеклоподобный материал - диаплектовые стекла, возникающие

по кварцу (лешательерит), плагиоклазам (маскелинит), щелочным полевым шпатам, биотиту; происходит также образование метастабильных гипербарических фаз кремнезема (коэсит, стишовит), углерода (лонсдэлит, алмаз) и др. и, наконец, полное плавление и испарение вещества. Стекла, образующиеся при ударном плавлении и перемешивании исходного материала и названные **и м п а к т - н ы м и**, разделяются по составу на мономинеральные (лешательерит, маскелинит) и полиминеральные. Последние характеризуются гетерогенностью, значительными вариациями плотности, показателей преломления и окраски, содержат в том или ином количестве обломки диаплектовых минералов и стекол.

Астроблемы по данным В.А. Масайтиса (1979) подразделяются на простые, с чашеобразным профилем дна, диаметром до 3,0 км, и сложные, обладающие центральным или кольцевым поднятием и имеющие диаметр свыше 3,0 км. В строении астроблем участвуют следующие структурно-литологические комплексы: цокольный, коптогенный, заполняющий, перекрывающий и инъекционный.

Ц о к о л ь н ы й к о м п л е к с — это осадочные, магматические или метаморфические породы мишени (места удара), в которых и заложен кратер. Цокольный комплекс обычно частично разрушен (аутигенная брекчия) и деформирован в зоне, прилегающей к истинному (цокольному) дну кратера, причем степень разрушения и деформаций ослабевает в радиальном направлении от центра. Нередко аутигенная брекчия пронизана инъекционными жилами раздробленного материала, отличающегося от нее по составу.

К о п т о г е н н ы й к о м п л е к с (от греч. "копто" — ударять, разрушать ударами) представлен аллогенной брекчией и импактитами, заполняющими после взрыва округлую впадину и образующими насыпной вал и покров выбросов. Внутренняя структура комплекса неслоистая, но иногда линзовидно-полосчатая, обусловленная неправильным чередованием пластообразных тел различных по составу пород.

З а п о л н я ю щ и й к о м п л е к с в астроблемах представлен различными осадочными породами (песчаники, сланцы, глины и др.), отложившимися поверх пород коптогенного комплекса в котловине кратера и нивелирующими ее. Эти осадки включают продукты перемыва вала и покрова выбросов.

Перекрывающий комплекс — это толщи осадочных или вулканогенных пород, налегающие как на цокольный, так и на коптогенный и заполняющий комплексы и имеющие региональное развитие.

Инъекционный комплекс может быть представлен различными телами магматических пород, внедрившимися в глубинные части кратера или наложенными гидротермально-метасоматическими образованиями.

Продуктами ударного метаморфизма являются аутигенные брекчии цокольного комплекса и породы коптогенного комплекса.

3.3.2. Породы ударного метаморфизма

По условиям залегания и степени ударного преобразования исходных пород среди пород ударного метаморфизма выделяются аутигенные брекчии, аллогенные брекчии и импактиты (Райхлин, Селивановская, 1979).

Аутигенные брекчии представляют собой брекчированные породы и брекчии основания (цоколя) взрывного метеоритного кратера (астроблемы), образовавшиеся на месте залегания, или частично связанные перемещения без перемешивания материала. Характерным диагностическим макроскопическим признаком ударного воздействия являются наблюдаемые в отдельных глыбах аутигенной брекчии конусы разрушения. Брекчии кристаллических пород, в которых отдельные фрагменты испытали **незначительное** перемещение, называются **коптокатаклазитами**. Иногда в них наряду с уцелевшими от разрушения участками пород встречаются мало-мощные линзы и ветвящиеся прожилки стекол фрикционного плавления (псевдотахилитовые стекла). Конечным продуктом дробления и истирания исходных пород является **горная мука**, представляющая собой рыхлую массу из беспорядочной смеси фрагментов минералов **псаммо-алевритовой** размерности белесой окраски.

Аллогенные брекчии представляют собой беспорядочное нагромождение глыб и обломков разного размера и состава, сцементированных тем же мелкообломочным материалом. В незначительном количестве (до 10 %) в них могут присутствовать фрагменты моно- и полиминеральных стекол — продуктов ударного плавления. От брекчий осадочного генезиса аллогенные брекчии отличаются отсутствием признаков слоистости, сортировки, окатонности слагающего материала и характером цементирующей массы.

И м п а к т и т ы содержат свыше 10 % поли- и мономинеральных стекол и продуктов их кристаллизации и изменения. Эти стекла являются продуктом застывания импактных расплавов, образующихся за счет силикатных пород. В виде включений и реликтов в них присутствуют различные ударно-метаморфизованные породы, минералы и диаплектовые стекла. По особенностям состава и сложения импактиты подразделяются на массивные - тагамиты и обломочные - зювиты.

Т а г а м и т ы - массивные импактиты, полностью утратившие текстурный облик первичных пород в результате перемешивания расплава. В их составе присутствуют обломки пород и минералов как реликтовых, так и захваченных при перемешивании. По степени раскристаллизации стекла - матрицы тагамиты подразделяются на гологиалиновые, гемикристаллические и голокристаллические, а по текстуре - на массивные, пористые и шлаковые.

З ю в и т ы - это брекчии, состоящие из различной величины обломков, бомб и лепешек полиминерального импактного стекла, смешанного в различных соотношениях с обломками пород и минералов и сцементированные тем же тонкораздробленным материалом, литифицированным и вторичноизмененным. Характерной особенностью зювитов является смешение не сортированных по размеру, составу и степени ударного преобразования, включая продукты плавления, породы. В них присутствуют закрученные, с ребристой внутренней и гладкой внешней поверхностями, бомбы стекла, образованные в результате аэродинамической обработки пластических стекол при быстром полете.

Классификация зювитов основана на признаках, отражающих важнейшие особенности их петрографического состава: агрегатное состояние обломочного материала - витрокласты, кристаллокласты, литокласты; гранулометрический состав обломков; - тип цемента (обломочный или стекловатый) и др.

К детальному петрологическому исследованию астроблем приступили в последние 20-25 лет, поэтому знакомство с породами ударного метаморфизма полезно во всех отношениях - в вопросах генезиса, выявления кольцевых структур метеоритного происхождения в земной коре.

3.4. Автометаморфизм

Автометаморфизм происходит в остывающих магматических породах под влиянием изменения термодинамических условий (падение темпера-

туры и давления), а также воздействия на ранее выкристаллизовавшиеся минералы остаточного расплава, пневматолитовых и гидротермальных растворов. Указанные процессы происходят за счет ресурсов магматического расплава и, следовательно, **автометаморфические** изменения следует рассматривать как эволюцию магматических горных пород.

Соответственно периодам, во время которых происходят изменения, выделяют собственно магматическую ($T > 600^{\circ}\text{C}$), пневматолитовую ($T=600-375^{\circ}\text{C}$) и гидротермальную ($T < 375^{\circ}\text{C}$) стадии автометаморфизма (температура 375°C соответствует критической температуре воды).

Теоретическим обоснованием возможности пневматолитового этапа автометаморфизма, особенно для относительно закрытых магматических систем, являются экспериментальные работы и теоретические обобщения (Николаев, Доливо-Добровольский, 1961). В них показано, что при неравном давлении на газовую и жидкую фазы в магме имеют место осмотические явления, заключающиеся в растворении или дистилляции летучих компонентов в расплаве.

В случае близповерхностных интрузий (относительно открытая система) летучие быстро удаляются из магмы при высокой температуре в трещины и поры вмещающих пород. В средне- и глубокозалегающих магматических расплавах высокое давление препятствует удалению летучих компонентов из системы. Процессы дистилляции газовой фазы не сопровождаются ее удалением, но приводят к кристаллизации из газовой фазы (пневматолитовый этап автометаморфизма) и ее конденсации в раствор и кристаллизация из раствора (гидротермальный этап). По этой причине пегматтоидные и пневматолитовые образования встречаются преимущественно в глубоко залегающих интрузивах.

3.4.1. Магматическая стадия автометаморфизма

Процессы, осуществляющиеся в магматическую стадию автометаморфизма, могут происходить целиком в твер-

дой фазе или же при реакции кристаллов с магматическим расплавом. К первому типу относятся различные полиморфные превращения минералов, например, кристобалит - тридимит-кварц, и распад твердых растворов. Последний характерен для многих минералов. Так, например, гомогенные кристаллы калиево-натриевых полевых шпатов распадаются на альбит и ортоклаз или микроклин (пертиты распада), лейцит преобразуется в псевдолейцит с образованием дактилоскопи-

ческой структуры, пижонит переходит в смесь гиперстена и авгита. К такому же типу явлений относятся сагенитовая решетка в биотите и титанистых авгите и роговой обманке и ряд сходных образований.

С особым типом кристаллизации (инконгруэнтностью) связано обрастание одних минералов другими в виде реакционных или келифитовых кайм. К ним относятся оторочки ромбического пироксена вокруг кристаллов оливина, обуславливающие образование венцовых (келифитовых) структур.

Магматическая стадия автометаморфизма осуществляется, главным образом, в начальную стадию формирования горной породы и существенно не меняет ее состава и структурно-текстурных особенностей.

3.4.2. Пневматолитовая стадия автометаморфизма

В сложном расплаве магмы присутствуют тугоплавкие и сверхплавкие компоненты. За счет тугоплавких компонентов происходит формирование первичных магматических минералов — окислов алюмосиликатов, силикатов. К числу сверхплавких компонентов относятся вода, фтор, бор, хлор, углекислота, сероводород и др., среди них вода является важнейшим компонентом. В то время как в процессе кристаллизации породообразующих минералов тугоплавкие или петрогенные компоненты входят в состав минералов, сверхплавкие компоненты постепенно накапливаются в остаточном магматическом расплаве.

Дифференциация магмы с образованием ряда пород от ультраосновных до гранитов приводит к наибольшей концентрации сверхплавких компонентов в гранитных и в еще большей степени в пегматитовых остаточных магматических расплавах. В абиссальных условиях повышенное давление и медленная кристаллизация минералов будут способствовать тому, что сверхплавкие компоненты будут поглощаться продуктами кристаллизации — первичными породообразующими минералами. Вследствие этого может, например, происходить либо кристаллизация амфибола, как результат **автометаморфической** реакции между кристаллами пироксена и скопившимися в остаточном расплаве сверхплавкими компонентами в основных породах, либо кристаллизация слюды в гранитах.

В условиях гипабиссальных интрузий остаточный расплав может кипеть в результате того, что давление выделяющейся при кристаллизации газовой фазы будет превышать давление вмещающих пород.

В результате этого газовые растворы легкоплавких компонентов с растворенными в них тугоплавкими компонентами (кремний, железо, титан и др.) могут циркулировать в породе по контактам между минералами и проникать во вмещающие породы. Такие растворы являются главными переносчиками рудообразующих минералов. При более низкой температуре вместо газовых растворов будут действовать жидкие - гидротермальные растворы, при смешении которых с метеорными водами образуются горячие источники. Так различная глубина и различная скорость охлаждения влияют на концентрацию сверхплавких компонентов в магме, а высокая концентрация их вызывает автометаморфические процессы.

Различаются следующие виды пневматолитовой стадии автометаморфизма: 1) грейзенизация гранитоидных пород; 2) пневматолитовый привнос натрия, альбитизация в кислых и щелочных породах, содалитизация, альбитизация в основных породах); 3) амфиболитизация; 4) скаполитизация основных пород.

Г р е й з е н и з а ц и я. Грейзенами называются кварцево-мусковит-топазовые породы, которые возникают при автометасоматозе интрузивных пород гранитоидного состава, а также при метасоматических изменениях песчаников, сланцев, гнейсов и кислых эффузивов.

А л ь б и т и з а ц и я о с н о в н ы х п о р о д. Примером могут служить спилиты - эффузивные альбитизированные диабазы, главными минералами которых являются альбит, роговая обманка, эпидот и хлорит. Альбитизация спилитов - автометаморфический процесс. Остаточные кислые растворы образуют переходы к гидротермальным растворам, вследствие чего образуются роговая обманка, эпидот, хлорит и карбонаты. Миндалины в спилитах выполнены кварцем, карбонатами, хлоритом и эпидотом. При автометаморфических процессах обычно хорошо сохраняются реликтовые структуры диабазов.

А м ф и б о л и т и з а ц и я. Амфиболитизация пироксенов в различных горных породах - широко распространенный автометаморфический процесс. Процессы амфиболитизации совершаются на протяжении длительного промежутка времени, т.к. можно проследить последовательные этапы автометаморфического изменения пироксенов. Иногда в одном шлифе можно установить следующую последовательность замещения титан-авгита: сначала пироксен замещается красновато-коричневым амфиболом (керсутитом), затем керсутит замещается актинолитом и, наконец, хлоритом. Амфиболитизация в начальных стадиях совершается в пневматолитовую стадию автометаморфизма, а дальней-

шие замещения (актинолит и хлорит) происходят в гидротермальных условиях.

С о д а л и т и з а ц и я н е ф е л и н а. В нефелиновых породах нефелин в присутствии растворов, содержащих хлорит или сульфат натрия, замещаются содалитом. Замещение может быть частичным или полным.

С к а п о л и т и з а ц и я основных плагиоклазов в основных породах — довольно распространенный автометаморфический процесс, иногда сопровождающийся обогащением апатитов, амфиболитизацией пироксенов и привнесом титана в виде хлористого или фтористого соединения.

3.4.3. Гидротермальная стадия автометаморфизма

Процессы гидротермального автометаморфизма очень разнообразны, среди которых главными являются:

серпентинизация, каолинизация, эпидотизация, пренитизация, канкринитизация, цеолитизация и хлоритизация.

С е р п е н т и н и з а ц и я. Перидотиты и оливиниты очень чувствительны к низкотемпературным изменениям, что проявляется в их серпентинизации, совершающейся в гидротермальную стадию автометаморфизма. Доказательством того, серпентинизация совершается за счет твердых, полностью раскристаллизованных пироксено-оливиновых и оливиновых пород, можно найти при наблюдении над структурой серпентинитов. Очень часто, несмотря на полное исчезновение первичных минералов оливина и пироксена, в перидотитах и серпентинитах при внимательном рассмотрении обнаруживается хорошо сохранившаяся реликтовая структура перидотитов, которая позволяет не только уверенно судить о границах первичных минералов и о структуре породы, но и определять количественные соотношения между первичными минералами.

Серпентинизация часто сопровождается отолюкованием (стеатитизацией) ультраосновных пород и образованием тальково-карбонатных пород. Стеатитизация происходит позднее при наложении более позднего гидротермального метаморфизма и в значительной степени облегчается предварительным рассланцеванием серпентинитов.

К а о л и н и з а ц и я и с е р и ц и т и з а ц и я. Каолинизации подвергаются алюмосиликаты, в частности полевые шпаты. Каолин образуется в нейтральных растворах, свободных от

щелочных металлов, или в кислых растворах, содержащих щелочные металлы, при температуре ниже 400°C . При высоком содержании в растворах K_2O помимо каолина могут возникать монтмориллонит и серицит. При очень высокой концентрации щелочей появляются цеолиты.

Э п и д о т и з а ц и я. Эпидотизация происходит при сравнительно низкой температуре. Эпидот развивается за счет плагиоклазов, альбитовая составляющая которых оказывается устойчивой при гидротермальном автометаморфизме, в то время как анортитовая составляющая при гидратации превращается в цюзит или при наличии железа в эпидот.

Эпидотовые породы известны под названием **г е л ь с и н - с к и т о в**. Исследование алтайских гельсинскитов показало, что альбит и эпидот в них являются постериорными (автометаморфическими) минералами. На одних участках гельсинскиты развиваются в рассланцованных адамеллитах, гранитах и гранофирах, на других участках - в нерассланцованных породах.

П р е н и т и з а ц и я. Пренит по химическому составу и генезису сходен с цюзитом и возникает за счет основных плагиоклазов.

К а н к р и н и т и з а ц и я. Канкринит встречается только в щелочных породах и развивается за счет нефелина.

Ц е о л и т и з а ц и я встречается в основных, щелочных и кислых породах. Цеолиты образуются за счет первичных минералов или же выделяются в миндалинах, пустотах и трещинах. В **тешенитах** анальцит кристаллизуется в промежутках между полевыми шпатами и цветными минералами. Особенно широкое распространение цеолитизация имеет в нефелиновых сиенитах. Продукты гидротермального автометаморфизма в них представлены так называемым шпреуштейном - смесью цеолитов, светлой слюды (либнерита) и окислов железа.

Х л о р и т и з а ц и я - широко распространенный автометаморфический процесс, выражающийся в замещении преимущественно цветных минералов хлоритом. Реже хлоритизации подвергаются плагиоклазы.

Необходимо иметь в виду, что некоторые из указанных процессов могут протекать в различной геологической обстановке, например, процессы эпидотизации и хлоритизации могут совершаться при автометаморфизме, региональном метаморфизме, диафторезе и др.

3.5. Контактный метаморфизм

Контактный метаморфизм происходит под воздействием **высокой** температуры на глубине у контактов интрузивных тел с вмещающими породами, его наиболее удобно изучать около крупных интрузивных тел, не связанных с орогеническими движениями. Контактный метаморфизм в свою очередь подразделяется на нормальный и контакто-метасоматический, сопровождаемый изменениями химического состава исходных пород вследствие привноса или выноса вещества.

3.5.1. Общая характеристика контактового метаморфизма

На контактах интрузивных тел с вмещающими породами

происходят изменения как во вмещающих, так и в горных породах, слагающих краевые части самого интрузивного тела. Изменения первого типа называются **экзоконтактовыми**, изменения второго типа — **эндоконтактовыми**. Более быстрое застывание краевых частей интрузивного тела вследствие более интенсивной отдачи тепла во вмещающие породы служит причиной мелкозернистого сложения пород.

Изучение контактового метаморфизма должно сопровождаться наблюдениями как над экзоконтактовыми, так и над эндоконтактовыми изменениями. Приконтактная полоса пород, подвергшихся контакто-метаморфизму, составляет контактовый ореол или зону контактовых изменений. Ширина такой зоны бывает различной и зависит от разных причин, главным образом, от размеров интрузивного тела и положения контактовой поверхности. Чем больше интрузивное тело, тем значительнее мощность контактового ореола, она измеряется от нескольких метров до нескольких километров. Пологозалегающие или горизонтальные контактовые поверхности всякого блока интрузии сопровождаются большей мощностью контактовых ореолов по сравнению с контактовыми ореолами у вертикальных и крутонаклонных контактовых поверхностей.

Мощность экзоконтактовой зоны значительно превосходит мощность эндоконтактовой зоны, а минералообразование в экзоконтактовой зоне отличается, как правило, большим разнообразием минералов в зависимости от разнообразия вмещающих пород, подвергшихся контакто-метаморфизму. Эндоконтактовые зоны обычно бывают сложены относительно более мелкозернистыми разновидностями тех же пород, что слагают интрузивное тело, не считая возможного обогаще-

ния иногда цветными минералами. В эндоконтактах гранитных массивов нередко наблюдаются пегматитовые и аплитовые жилы и гнезда.

В качестве признака границы контактового метаморфизма обычно используется появление новых минералов в породах экзоконтактовой зоны, заметных при внимательном рассмотрении невооруженным глазом. Наиболее чувствительны к контактовым изменениям пелитовые и мергелистые породы, поэтому мощность контактовых ореолов в таких породах значительно больше, чем, например, в песчаниках или кварцитах.

Контактовый метаморфизм вмещающих пород сопровождается интенсивной перекристаллизацией, вследствие чего он имеет резко выраженный прогрессивный характер и породы, которые кристаллизуются под влиянием наиболее высокотемпературных изменений, носят название **к о н т а к т о в ы х р о г о в и к о в**.

Несмотря на высокую температуру, переплавления горных пород при контактовом метаморфизме как правило не происходит. Лишь в исключительных случаях на контакте долеритовых или диабазовых силлов и дайк наблюдаются явления переплавления ксенолитов вмещающих пород, имеющих состав аркозовых песчаников, гнейсов или гранитов. Температура кристаллизации гранитной магмы значительно ниже температуры плавления основных пород, поэтому явлений переплавления основных пород на контактах с гранитами никогда не наблюдается.

Контактовый метаморфизм совершается обычно при незначительном давлении, не превышающем 1–3 кбар, и в температурном интервале 300–800°C. Более детальное изучение зон контактового метаморфизма позволяет расчленить экзоконтактовые ореолы на три последовательные зоны: внутреннюю – **з о н у к о н т а к т о в ы х р о г о в и к о в**, среднюю – **з о н у у з л о в а т ы х с л а н ц е в** и внешнюю – **з о н у п я т н и с т ы х с л а н ц е в**. Эти зоны хорошо прослеживаются в породах пелитового состава, а при другом составе исходных пород такое разделение провести трудно или невозможно.

Наиболее типичной структурой для контактовых роговиков является гранобластическая структура, которая иногда называется роговиковой. Нередко в них встречаются диабластическая, пойкилобластическая и порфиробластическая структуры. Порфиробласты обычно представлены минералами, обладающими большой силой кристаллизации: андалузитом, кордиеритом, волластонитом, гранатом,

диопсидом, слюдами и др.

Метасоматически измененные породы контактового метаморфизма отличаются от контактовых роговиков следующими признаками.

1. Изменениями химического состава исходных пород.

2. Геологическим залеганием, обусловленным структурными особенностями вмещающих пород. Породы, измененные в результате метасоматоза, приурочены к тектоническим зонам, наиболее благоприятным для циркуляции постмагматических растворов и газогидротерм. Эти породы (например скарны, грейзены) не образуют, подобно роговикам, сплошных контактовых ореолов вокруг интрузивных тел.

3. Наличием специфической рудоносности, отсутствующей в роговиках и других породах, возникших в результате термального контактового метаморфизма.

4. Структурными признаками, характеризующимися замещением одних минералов другими.

Минеральный состав контактово-метаморфизованных пород изменяется от низкотемпературных гидроксилсодержащих ассоциаций минералов, образующихся в удалении от контакта с интрузивным телом, к более высокотемпературным ассоциациям в зонах ближайшего эзо-контакта. Запрещенными минералами для всей группы пород контактового метаморфизма являются: дистен (кианит), ставролит, жадеит, глаукофан и гранаты, содержащие более 20 % пирропа.

3.5.2. Мусковит-роговиковая фация

Породы мусковит-роговиковой фации распространены во внешней зоне контактовых ореолов и имеют много общего с породами фации зеленых сланцев регионального метаморфизма. Основным отличием их является локальная приуроченность к интрузивным телам, возможность появления минеральных ассоциаций с кордиеритом и обычно неориентированное расположение порфиробластов.

В условиях мусковит-роговиковой фации глинистые и кварц-полевошпатовые породы (метапелиты) преобразуются в темно-серые или черные пятнистые сланцы, в которых коллоидное вещество и пелитовые частицы не сохраняются. Свое название они получили по наличию в них многочисленных пятен, более светлых, чем основная ткань породы. Границы пятен расплывчатые, неровные: размер варьирует от 1-2 мм до нескольких сантиметров в поперечнике. Образование пятен обусловлено удалением из породы углистого и графитового материала или перекристаллизацией пелитовых частиц.

В некоторых случаях микроскопически можно распознать рост монокристаллов кордиерита или андалузита, которые содержат многочисленные включения основной ткани и не имеют четких кристаллографических очертаний.

Основная ткань в пятнистых сланцах по сравнению с глинистыми породами становится несколько более кристаллической, исчезают коллоидные образования, появляются чешуйки серицита и хлорита, мелкие зернышки альбита и кварца. Размер частиц измеряется десятими и сотыми долями миллиметра. В пятнистых сланцах, образовавшихся за счет мергелистых пород, могут появляться лучистые агрегаты тремолита и талька, а в основной ткани — зерна эпидот-цоизитовых минералов.

При дальнейшем повышении температуры в породах появляются скопления чешуек мусковита и биотита, порфиробласты андалузита (в высокоглиноземистых породах) и кордиерита (в породах, обогащенных железо-магнезиальными компонентами) и они превращаются в узловатые сланцы с типичными для них скоплениями хорошо различимых невооруженным глазом порфиробластов андалузита (хиастолита) и кордиерита. Основная ткань этих пород состоит из гранобластовой мозаики мелких зерен кварца, полевых шпатов, роговой обманки, слюд, кордиерита, с зернами акцессорных минералов — магнетита, апатита, сфена.

Примерами парагенетических ассоциаций минералов, характеризующих метаморфизм пелитовых пород, являются: $Q+Ab+Bi+Ser$, $Q+Ab+Bi+Mus$, $Q+Chl+Ser+Bi+Andal$, $Q+Bi+Mus+Cord+Andal$, $Q+Ab+Ep+Bi+Chl+Ser$. Структура пород порфиробластовая, гранобластовая и лепидобластовая, текстура сланцеватая. Нередко сохраняются реликты обломочной структуры и слоистой текстуры породы.

Карбонатные породы формируются из чистого кальцита, но могут содержать значительную примесь доломита, глинозема и кремнезема. В первом случае происходит только структурно-текстурные преобразования с превращением известняка в мрамор, состоящий из мозаики равновеликих зерен кальцита. При наличии примесей появляются минеральные ассоциации из группы силикатов с образованием тремолитовых или тальковых пород. Для карбонатных пород, богатых кремнеземом, типичны ассоциации: $Calc+Tr+Q$, $Calc+Thl+Q$, $Calc+Dol+Tr$, $Calc+Dol+Forst+Q$.

Основные, средние интрузивные и туфогенные породы, граувакки и мергели преобразуются в тонкозернистые альбит-эпидот-актинолитовые породы, часто с реликтовыми структурами типа бластоофитовой, бластогаббровой, бластопорфировой, бластопсаммитовой и др. в зависимости от типа структуры исходной породы. Для подобных структур типично

псевдоморфное замещение первичных минералов агрегатами вторичных минералов, например, пироксена актинолитом, плагиоклаза соссюритом и серицитом и т.д. Иногда отчетливо наблюдаются реликтовые миндалекаменные текстуры, выполненные кварцем, кальцитом, альбитом и эпидотом. Вулканическое стекло не сохраняется, замещаясь мелкочешуйчатым агрегатом хлорита и других слюдоподобных минералов.

3.5.3. Амфибол-роговиковая фация Эта фация характерна для контактов с гранатами или для средних зон контактовых ореолов, генетически связанных с габброидами. Минеральной особенностью фации является устойчивое развитие обыкновенной роговой обманки, средних и основных плагиоклазов и появление диопсида. Запрещенными минералами данной фации являются эпидот и доломит в парагенезисе с кварцем, а также хлорита с кварцем и мусковитом. Критическими парагенезисами являются: $Q+Pl+Bi+Mus \pm Andal$, $Q+Bi+Mus + Cozd+Andal$, $Q+Pl+Bi+Andal+Gr$. Образуются в P-T условиях этой фации роговики с микрогранобластовой (роговиковой) структурой, массивной или сланцеватой текстурой.

Метапелиты превращаются в темные, очень плотные роговики, состоящие из мозаики мелких неориентированных зерен кварца, полевых шпатов и слюд, на фоне которых часто выделяются порфиробласты биотита, андалузита или кордиерита. Нередко встречаются роговики, содержащие турмалин. Текстура пород массивная или реликтовая слоистая (полосчатая).

Отчетливо сланцеватые разновидности представлены узловатыми сланцами, сланцеватыми роговиками или роговиковыми сланцами. Структура основной ткани в сланцеватых роговиках лепидобластическая, обусловленная субориентированным расположением чешуек слюдистых минералов, хлорита и талька. Такое расположение связано обычно не со стрессом, а с ростом минералов вдоль первоначальной слоистости или сланцеватости. Наличие сланцеватости затрудняет во многих случаях отличие этих пород от продуктов низкотемпературного регионального метаморфизма. Критерием для их диагностики являются неориентированное расположение порфиробластов и наличие высокотемпературных минералов - андалузита, кордиерита, корунда.

Типичным парагенезисом metabазитов, измененных в условиях амфибол-роговиковой фации, являются обыкновенная роговая обманка и плагиоклазы, слагающие амфиболовые роговики. Если в исходных породах присутствовали оливин и пироксен, то происходит их перекристаллизация с образованием мелкозернистых агрега-

тов тех же минералов, локализующихся в пределах контура первичных зерен. Структура пород гранобластовая или нематобластовая, текстура массивная.

Карбонатные породы без примесей преобразуются в мраморы, а при наличии примесей — в известково-силикатные роговики или скарноиды, содержащие силикаты магния и кальция. Для скарноидов характерно исчезновение ассоциаций $Dol+Q$, $Dol+Calc$, а также появление парагенезисов $Dol+Tr+Di$, $Forst+Calc$, $Forst+Di+Calc+Q$.

Структура пород гранобластовая, текстура массивная или пятнистая.

Доломиты при термальном метаморфизме дедоломитизируются и переходят в бруситовые, периклазовые, серпентинитовые мраморы. Эти породы известны под названием офикальцитов, пенкатитов, предацитов. Дедоломитизация известняков связана с более низкой температурой диссоциации $MgCO_3$ ($402^\circ C$) по сравнению с $CaCO_3$ ($898^\circ C$), поэтому в породах отсутствует ассоциация минералов $Calc+Dol$.

3.5.4. Пироксен-роговиковая фация

Во внутренних частях контактовых ореолов формируются наиболее типичные представители роговиков с характерной ассоциацией высокотемпературных минералов: пироксенов, силлиманита, волластонита, форстерита,grossуляра, среди которых следует отметить появление щелочных полевых шпатов. К запрещенным минералам относятся: ромбические амфиболы, мусковит, эпидот, доломит с кварцем. На диаграмме АСF состав-парагенезис (рис. 226) В.М. Гольдшмидта (1911) показаны важнейшие минеральные ассоциации десяти классов роговиков, образовавшихся из исходных пород различного состава: $Andal+Sill+Q$; $Andal+Cord+Q$; $Q+Andal+Cord+Pl$; $Q+Cord+Bi+Pl$; $Cord+Pl+Bi+Hyp$; $Pl+Bi+Hyp+Q$; $Q+Pl+Bi+Hyp+Di$; $Q+Pl+Di+Gross$; $Q+Di+Gross+Ves$; $Q+Ves+Di+Woll$; $Q+Pl+Bi+Di$. Роговики, отнесенные к I-4 классам, образуются из метапелитовых осадков; роговики 5-7 классов — из мергелистых осадков; роговики 8-10 классов — из пород карбонатного состава. Если исходные породы недосыщены кремнеземом (основные породы) или пересыщены глиноземом, то формируются минеральные парагенезисы с оливином, периклазом, шпинелью, корундом, а в магнезиальных роговиках при относительно низкой температуре (в P-T условиях амфибол-роговиковой фации) присутствуют брусит, антофиллит, минералы группы гумита-хондродита

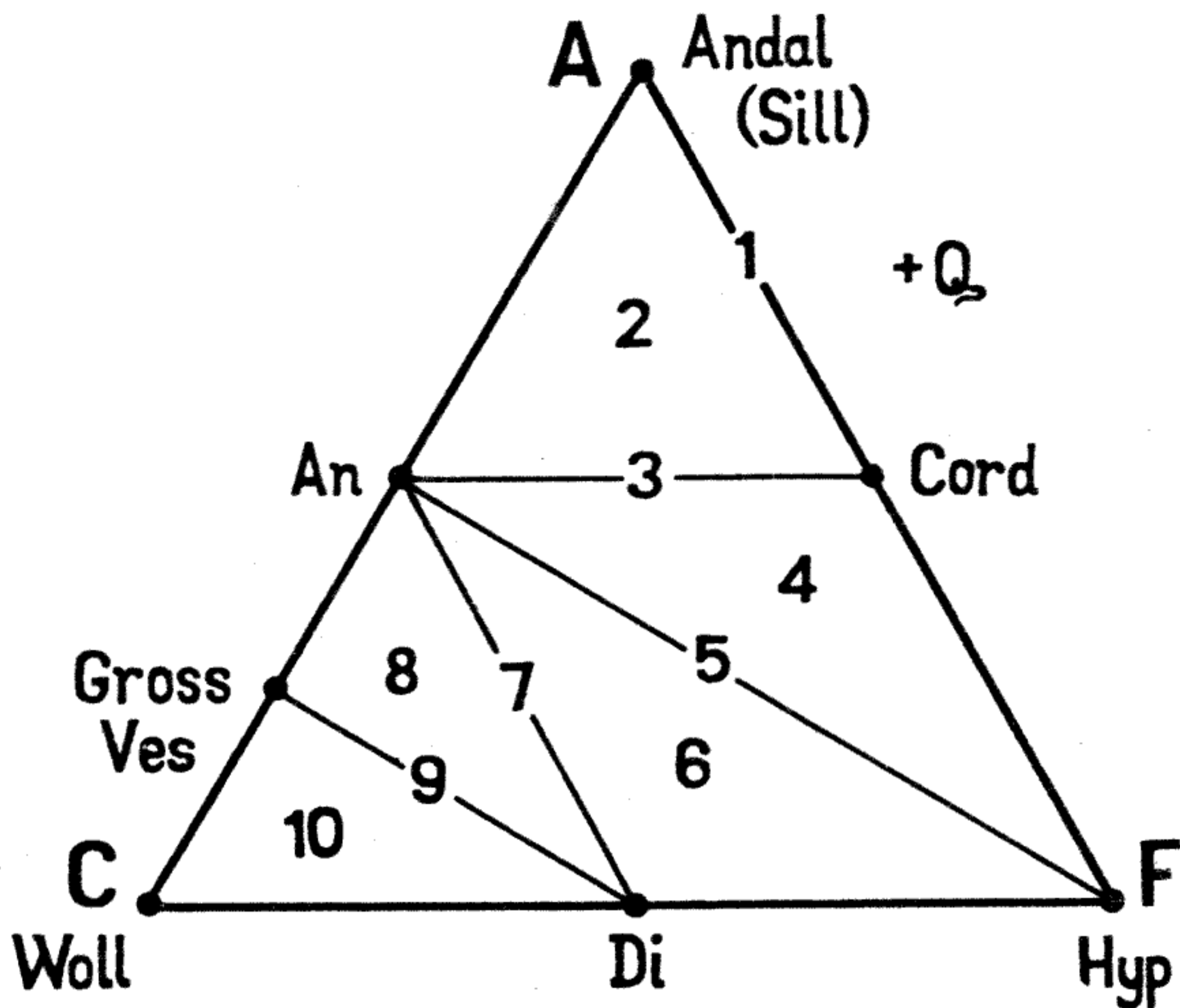


Рис. 226. Классы роговиков по данным В.М. Гольдшмидта (1911)

Для роговиков пироксен-роговиковой фации характерны полная перекристаллизация исходного материала и образование кристаллобластических структур - гранобластической (мозаичной, роговиковой, сотообразной), диабластической, порфиробластической; в последней порфиробласты приобретают четкие кристаллографические контуры и часто видны микроскопически. Зерна ткани заметно увеличиваются, особенно в роговиках, образованных за счет карбонатных пород.

Метапелиты в условиях пироксен-роговиковой фации превращаются в темные, плотные, мелкозернистые андалузитовые, кордиеритовые и силлиманитовые роговики. Все эти минералы образуют довольно крупные идиобласты, беспорядочно расположенные в гранобластовой основной ткани породы кварц-биотит-полевошпатового состава. Текстура пород массивная, при наличии тонкой слоистости в исходной породе - полосчатая.

Метабазиты превращаются в пироксен-плагиоклазовые роговики, состоящие из гранобластовой мозаики зерен лабрадора, зеленого диопсида, гиперстена и аксессуарных минералов - магнетита, апатита, сфе-

на. При метаморфизме магматических пород основного состава может появиться форстерит, в породах среднего состава – биотит.

Чистые известняки перекристаллизовываются в мраморы с гранобластовой структурой и массивной текстурой.

Карбонатные породы с примесями силикатов преобразуются в известняково-силикатовые роговики (скарноиды). Скарноиды или кальциферы имеют обычно бурый или зеленоватый цвет и характерную ассоциацию минералов: $Gross+Di+Woll+Calc$. Эти породы похожи на скарны, от которых отличаются главным образом отсутствием существенных скоплений рудных минералов, а также четкой приуроченностью к контактовым ореолам, что для типичных скарнов не обязательно. Известково-силикатные роговики имеют обычно крупнозернистую гранобластовую или гетеробластовую структуру со сложным рисунком и массивную или пятнистую текстуру.

3.5.5. Спуррит-мервинитовая фация

Породы спуррит-мервинитовой фации соответствуют породам санидинитовой фации П.Эскола и образуются в непосредственном контакте с интрузиями основного состава или на контактах с лавами при пирометаморфизме. За счет пелитовых пород образуются роговики с муллитом, кордиеритом, и кристобалитом. Полевые шпаты часто представлены высокотемпературными модификациями – санидином и анортоклазом. В основных породах встречаются клиноэнстатит, монтичеллит и меллит, а в карбонатных породах наряду с **воластонитом** появляются такие редко встречающиеся минералы как ларнит, мервинит, спуррит и др.

Высокотемпературное воздействие на горные породы на контактах с лавами в некоторых случаях сопровождается их частичным переплавлением и остеклованием. Такие остеклованные породы получили название **бухитов**.

К продуктам санидинитовой фации могут быть отнесены своеобразные "горелые" породы, встречающиеся в юрских и меловых угленосных отложениях Виллюйской синеклизы. Их образование обусловлено температурным воздействием, связанным с подземными пожарами углей. Исходный состав горелых пород соответствует аргиллитам и алевролитам. Характерными минералами в них является кристобалит, тридимит, муллит, кордиерит, меллит, шпинель и др. При селективном или полном переплавлении исходного материала существенное значение приобретает стекло. Горелые породы чаще всего обладают обломочной структурой и шлаковой или пористой текстурой.

3.6. Региональный метаморфизм

Региональным метаморфизмом называется динамотермальный метаморфизм, совершающийся на больших пространствах, т.е. имеющий региональное распространение. Области регионального метаморфизма характеризуются в большинстве случаев выдержанным геологическим простиранием метаморфических толщ и выдержанностью факторов метаморфизма на больших пространствах, что выражается, в частности, в том, что ассоциация главных породообразующих минералов и состав минералов обнаруживают удивительное постоянство в метаморфических породах определенного состава, что в свою очередь служит указанием на постоянство физико-химических условий равновесия. Смена метаморфических пород, сложенных различными ассоциациями минералов, при региональном метаморфизме подчиняется закономерному чередованию различных метаморфических зон и фаций, каждая из которых определяется некоторым температурным интервалом. Распределение фаций метаморфизма подчиняется региональным масштабам. Повышение температуры при региональном метаморфизме нельзя связывать с отдельными интрузивными телами в противоположность контактовому метаморфизму, при котором метаморфические изменения всегда локально приурочены к контактам с интрузивными массивами. Судя по ассоциациям минералов, температура при региональном метаморфизме выдерживается на больших расстояниях.

3.6.1. Характеристика процессов регионального метаморфизма

Региональный метаморфизм связан с формированием геосинклиналей, при котором происходят процессы погружения и равномерный прогрев огромных масс осадочных пород и складчатости, сопровождаемой мощными синорогенными интрузиями гранитной магмы. Иногда региональный метаморфизм приурочен к узким и вытянутым тектоническим зонам, в которых активно проявлены интенсивные дислокационные и тепловые процессы, например, Прииртышская зона на Рудном Алтае.

Формирование регионально метаморфизованных пород происходит под воздействием всех факторов метаморфизма – температуры, направленного (стресс) и литостатического давления и флюидов, сложное взаимодействие между которыми изменяется в зависимости от глубины, на которой метаморфизм совершается. Метаморфические преобразования при региональном метаморфизме могут сопровождаться метасоматозом. Перемещение огромных количеств вещества в составе жидкой и газовой

фазы при региональном метаморфизме установлено эмпирически. Это регистрируется при изучении как линейно вытянутых зон, в которых проявлены процессы щелочного метасоматоза (глаукофанизация, эгиринизация, фельдшпатизация), так и на обширных площадях развития докембрия.

При региональном метаморфизме исключительная роль принадлежит температуре. Так же как и в других типах метаморфизма, температура оказывает огромное влияние на процессы перекристаллизации минералов. Ее повышение не только ускоряет химические реакции, но и способствует пластическим деформациям. При повышении температуры пластические деформации в горных породах и минералах осуществляются при более низком направленном давлении.

Литостатическое и направленное давления оказывают прямо противоположное влияние на температуру плавления минералов: под воздействием литостатического давления температура плавления повышается, а под воздействием стресса — понижается. Действие литостатического давления оказывает другое, более важное влияние на кристаллизацию минералов: под влиянием литостатического давления кристаллизуются минералы с меньшим молекулярным объемом, т.е. с меньшим объемом и большей плотностью по сравнению с минералами, ранее существовавшими. Если при неоминерализации возникает несколько минералов, то сумма молекулярных объемов ранее существовавших минералов больше суммы молекулярных объемов минералов, возникающих при неоминерализации.

Под влиянием направленного давления в деформируемой горной породе происходят скользящие дифференциальные движения, вследствие чего стресс часто называется дифференциальным давлением. При катакластических деформациях в результате скользящих дифференциальных движений происходят разрывы и перемещение внутри отдельных минералов и искажение их кристаллической решетки. При пластических деформациях изменение формы горной породы не сопровождается искажениями и разрушениями кристаллических решеток минералов, появлением трещинок и разрывов в минералах и в породе. Скользящие дифференциальные движения в кристаллической решетке минералов осуществляются по определенным для каждого минерала направлениям, дифференциальные перемещения осуществляются при помощи плоскопараллельных скольжений внутри решеток минералов на расстояния, равные или кратные атомным или ионным расстояниям, в результате чего их кристаллическая решетка не искажается. Скользящие диф-

дифференциальные движения в горной породе могут происходить по одному или нескольким направлениям, а при вращательных дифференциальных движениях — по бесчисленному множеству плоскостей, образующих зону плоскостей с осью, совпадающей с осью вращения и направлением сдвигающей силы.

Вследствие того, что скользящие дифференциальные движения в кристаллической решетке минералов могут осуществляться не в любых направлениях, а только в строго определенных, соответствующих наиболее плотной упаковке атомов или ионов в ней, минералы при пластических деформациях занимают определенное ориентированное положение в пространстве.

Наиболее простой случай соответствия скользящих дифференциальных движений в породе и в кристаллических решетках минералов можно наблюдать по пластинчатым или чешуйчатым минералам (слюды, хлориты, тальк). Напряжения, возникающие при этом, соответствуют форме трехосного эллипсоида. Направление наибольшего сжатия и наиболее сильной деформации пород обозначается как ось "с" эллипсоида: ось эллипсоида, параллельная осям складок, называется осью "b", а ось "а" направлена по направлению движения материала при тектоническом перемещении. Ось "b", расположенная вдоль оси складки или тектонической деформации, является направлением, по которому происходит преимущественное растекание материала, так как это направление испытывает наименьшее сжатие и циркуляция материала по нему наиболее свободна.

Исследование характера деформацией производится посредством изучения ориентировки минералов в горных породах. Для этого в коренном залегании горной породы отбирается ориентированный образец, на котором линиями отмечаются простирание и падение горной породы с соответствующими записями в полевой книжке. Затем из образца изготавливается ориентированный шлиф, в нем исследуется положение всех элементов какого-либо минерала во всех его зернах. Наилучшим минералом для этих целей является кварц, который легко отражает все деформации благодаря своей хрупкости, легкости дробления и наличию плоскостей скольжения по ромбоэдру, подобно кальциту. В шлифе на столике Е.С.Федорова замеряется положение оптических осей всех зерен кварца и путем построения стереографической проекции на сетке Вульфа производится вычерчивание ориентированной диаграммы при помощи планисферы А.В.Пронина.

Направленное давление является также мощным фактором физико-химических процессов регионального метаморфизма. Помимо того, что

стресс понижает температуру химических реакций, под его влиянием среда, в которой происходит растворение и перекристаллизация минералов, приобретает резко выраженную анизотропию вследствие неравного давления в различных направлениях. Такая анизотропия приводит к тому, что растворимость одного и того же минерала в различных направлениях будет различной, вследствие чего возникает анизотропия роста минералов - в различных направлениях интенсивность роста минералов будет различной. По этой причине возникает направленность кристаллобластических структур и текстур горных пород. Таким образом, закономерная ориентировка минералов в горных породах, подвергшихся региональному метаморфизму, возникает под влиянием направленного давления как на деформации, так и на процессы растворения и перекристаллизации минералов.

3.6.2. Терминология пород регионального метаморфизма Наиболее распространенными регионально метаморфическими образованиями являются метаморфические сланцы, кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, мраморы и кварциты, перед названием которых в зависимости от генезиса исходных пород применяются приставки "орто-" или "пара-". К метаморфическим относятся сланцы низких ступеней метаморфизма - зеленые (серицит-эпидот-хлорит-альбитовые) сланцы и филлиты, а к кристаллическим - сланцы более высоких ступеней метаморфизма.

Филлиты - тонкозернистые, весьма тонкосланцеватые породы, листоватые минералы которых представлены серицитом, придающим шелковистый блеск поверхностям сланцеватости. Количество серицита + немного хлорита + немного хлорита + биотита больше 50%; остальная доля приходится преимущественно на кварц. В случае преобладания кварца над серицитом породы относятся к кварцевым филлитам.

Для большей точности перед названием породы перечисляются все входящие в ее состав породообразующие минералы. При этом на первое место перемещается минерал, присутствующий в наименьшем количестве, например: хлоритоид-хлорит-альбитовый филлит; флогопит-кальцитовый филлит и т.д.

Кристаллические сланцы - средне- или крупнозернистые породы с очень ясно выраженной плоско- или линейно-параллельной текстурой. Отдельные минералы могут диагностироваться макроскопически (в отличие от филлитов). Если содержание минерала превышает 5% состава, то его название вводится в название породы: слюдяные сланцы, тремолитовые сланцы и т.д. Если содержание сили-

катов меньше содержания кварца, сланец называется кварцево-сланцевым и т.д.

Максимальное содержание полевых шпатов в сланцах не должно превышать 20%, а при большем их содержании породы обычно относят к гнейсам, однако это не всегда так. Отличие слюдяных сланцев и кварцевых сланцев от гнейсов определяется в большинстве случаев не минеральным составом, а текстурно-структурными особенностями — большей мелкозернистостью и способностью при ударе молотком раскалываться на тонкие (до 1 см) пластинки или параллельные линейности стержни.

Гнейсы — это средне- или крупнозернистые породы с гнейсовой (полосчатой) текстурой. Они раскалываются на пластины и плитки толщиной от нескольких сантиметров до нескольких дециметров по слюдяным или роговообманковым прослоям или параллельно удлинению слагающих их минералов (шестоватые гнейсы). В преобладающих лейкократовых частях (полевые шпаты и кварц) гнейсов сцепление между зернами более прочное, чем в сланцах; они имеют более грубую, но идеально ровную поверхность.

Амфиболиты сложены в основном роговой обманкой и плагиоклазами и образуются за счет основных магматических пород, туфов и мергелей. При рассланцевании призмы роговой обманки располагаются в плоскости сланцеватости; отдельность обычно проявлена хуже, чем у сланцев. Кварц, как правило, отсутствует или его очень мало.

Мраморы — метаморфические породы, состоящие, главным образом, из относительно мелкозернистого или крупнокристаллического кальцита и доломита. Остальные минералы указываются в названии породы, например, мусковит-биотитовый мрамор, флогопитовый, диопсидовый мрамор.

Кварциты — породы, более чем на 80% состоящие из кварца. Кварцевые зерна образуют мозаичную структуру, что определяет высокую механическую прочность породы.

Характеристика других типов регионально метаморфических пород, например, гранулитов, эклогитов и др. будет дана при их описании.

3.6.3. **Фациальный принцип картирования метаморфической зональности**

При разработке методики картирования метаморфической зональности в основу

расчленения положен фациальный принцип и принцип фациальных серий А.Мияширо (Miyashiro, 1961). Метод картирования метаморфической зо-

нальности по минеральным ассоциациям применяется вот уже на протяжении восьмидесяти лет. Наиболее широкое применение его отмечается с 60-х годов, а в настоящее время его используют для детализации метаморфических комплексов. В связи с развитием экспериментальных исследований метаморфических систем были достигнуты большие успехи в парагенетическом анализе природных объектов. Картирование метаморфической зональности метаморфических комплексов осуществляется по изограммам метаморфических минералов - хлорита, биотита, эпидота, ставролита, дистена, андалузита, силлиманита, шпинели, форстерита, диопсида и гиперстена. При этом выделяются фации, субфации или зоны метаморфизма, характеризующиеся определенным набором минеральных парагенезисов. Если на ранних этапах петрологических исследований фации и субфаций метаморфизма отождествлялись с температурой, то позднее было установлено: характер метаморфической зональности определяется также давлением. По этому признаку А.Мияширо предложил выделять три типа фациальных серий регионального метаморфизма: андалузит-силлиманитового, дистен-силлиманитового и жадеит-глаукофанового типов регионального метаморфизма.

Андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма (А) впервые был выделен А.Мияширо и изучен на центральном плато Абакума в Японии. Поэтому он получил название в петрологической литературе: серия метаморфических фаций типа Абакума. Позднее сюда были отнесены метаморфические породы Нового Южного Уэльса в Австралии, метаморфических поясов Балтийского щита, Саяно-Байкальской складчатой области и пояса Риоке в Японии. Андалузит-силлиманитовая фациальная серия объединяет зеленосланцевую, эпидот-амфиболитовую, кордиерит-амфиболитовую и гранулитовую фации регионального метаморфизма. Андалузит-силлиманитовая фациальная серия характеризуется следующими субфациями:

А.1. Зеленосланцевая фация

А.1.1. Мусковит-хлоритовая субфация

А.1.2. Хлорит-биотитовая субфация

А.2. Эпидот-амфиболитовая фация

А.3. Кордиерит-амфиболитовая фация

А.3.1. Андалузит-ставролит-альмандиновая субфация

А.3.2. Кордиерит-силлиманит-мусковитовая субфация

А.3.3. Кордиерит-силлиманит-ортоклазовая субфация

А.4. Гранулитовая фация

Обращает на себя внимание наличие кордиерита и андалузита в минеральных парагенезисах. Дистен и хлоритоид полностью отсутствуют,

вместо них устойчивы андалузит и силлиманит, однозначно указывающие на низкое давление при формировании андалузит-силлиманитовой фациальной серии метаморфических поясов.

Дистен-силлиманитовый тип регионального метаморфизма (Б) хорошо охарактеризован в многочисленных работах по докембрию Шотландии, Балтийского и Алданского щитов, а также Саяно-Байкальской горной области. В результате многочисленных исследований удалось выделить в докембрии данных регионов дистен-силлиманитовую фациальную серию типа Барроу. В целом для дистен-силлиманитовой фациальной серии является следующий ряд фаций и субфаций:

Б.1. Зеленосланцевая фация

Б.1.1. Мусковит-хлоритовая субфация

Б.1.2. Хлорит-биотитовая субфация

Б.2. Эпидот-амфиболитовая фация

Б.3. Альмандин-амфиболитовая фация

Б.3.1. Ставролит-дистен-альмандиновая субфация

Б.3.2. Дистен-альмандин-мусковитовая субфация

Б.3.3. Силлиманит-альмандин-ортоклазовая субфация

Б.4. Гранулитовая фация

Характерной чертой дистен-силлиманитовой фациальной серии является наличие в минеральных парагенезисах альмандинового граната, хлоритоида, ставролита, дистена. Данная фациальная серия формируется в Р-Т условиях небольшого геотермического градиента и умеренного давления. На это указывает наличие дистена и отсутствие андалузита.

Жадеит-глаукофановую фацию петрологически легко отличить от всех других фаций и субфаций метаморфизма. Формирование данной фациальной серии осуществляется при высоком давлении.

3.6.4. Фации и субфации

регионального метаморфизма

Среди регионально метаморфизованных пород выделяются цеолитовая, зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая и гранулитовая фации. Цеолитовая фация Г. Винклером (1969) подразделяется на ломонтит-пренит-кварцевую и пренит-пумпеллит-кварцевую фации.

Л о м о н т и т - п р е н и т - к в а р ц е в а я (цеолитовая) ф а ц и я. При формировании геосинклиналей осадочные толщи могут постепенно погружаться на столь большие глубины, что господствующие там температуры вызывают реакции между минералами без дополнительного воздействия термальной энергии и осуществляется постепенный

переход от диагенеза к региональному метаморфизму. Под диагенезом понимаются такие не обусловленные выветриванием изменения, которые претерпевают осадок между седиментацией и метаморфизмом. В тех случаях, когда вся масса породы, включая песчаные частицы, существенно изменяется, процесс можно назвать собственно метаморфическим. Обычно критерием начального метаморфизма может служить сланцеватость, так как она обуславливает разрывные деформации, уменьшающие размеры зерен и ускоряющие реакции даже при относительно низких температурах.

На основании петрографического изучения вулканогенно-осадочных пород триасового возраста Новой Зеландии и флишевых толщ на севере Швейцарии установлено, что на глубине свыше 6 км давление превышает 2-3 кбар и при температуре около 220 ± 20 °С происходит преобразование гейландита, клиноптилолита, филлипсита, эрионита, морденита и др. цеолитов в более обедненной водой известковый цеолит-ломонтит, а за счет анальцима и кварца образуется альбит. При повышении температуры за счет реакции между ломонтитом и кальцитом образуются пренит и кварц.

Для ломонтит-пренит-кварцевой фации характерны следующие минеральные парагенезисы, вместе с которыми могут встречаться альбит и адуляр: $Lom+Q+Chl$; $Lom+Pren+Q+Chl$; $Pren+Q+Calc+Chl$. Такие минералы осадочных пород как селадонит, сапонит, вермикулит, монтмориллонит и каолинит при этом низкотемпературном преобразовании еще сохраняют устойчивость.

П р е н и т - п у м п е л л и и т - к в а р ц е в а я (цеолитовая) ф а ц и я выделяется в области низких температур. Формирование пренит-пумпеллит-кварцевой фации происходит на еще большей глубине (до 13 км) при давлении свыше 5 кбар и температуре более 350 °С. В этих условиях ломонтит полностью исчезает, замещаясь за счет реакции с пренитом, хлоритом и кальцитом пумпеллитом и кварцем. Пумпеллит во многом сходен с эпидотом, но содержит в своем составе магний, поэтому микроскопически его различить часто очень трудно, особенно если он мелкозернист и окрашен в светлые тона.

Для пренит-пумпеллит-кварцевой фации характерны следующие минеральные парагенезисы: $Pren+Q+Ab$; $Pump+Q+Ab+Chl$; $Pump+Pren+Q+Ab$. Кроме того, могут присутствовать адуляр, кальцит и сфен. При дальнейшем повышении температуры в породах рассматриваемой фации появляются богатый железом эпидот и стильномелан, а при температуре 400 °С и выше пренит и пумпеллит полностью перекристаллизуются

В эпидот и актинолит и образуются породы более высокотемпературной фации зеленых сланцев.

Следует отметить, что пренит-пумпеллит-кварцевая фация (как и ломонтит-пренит-кварцевая) может возникнуть только при наличии исходных пород соответствующего состава. Каолинит-монтмориллонит-кварцевые глины в этих условиях не изменяются, а из иллитовых (гидрослюдистых) глин, начиная приблизительно с 300 °С, образуются серицит-кварц-хлоритовые породы, устойчивые и в условиях фации зеленых сланцев. Поэтому вполне оправдано предположение о том, что среди установленных в разрезе верхнего палеозоя и мезозоя Западного Восточного Саяна, Западного Саяна, Байкало-Патомского нагорья зон эпигенеза и раннего метаморфизма присутствуют и породы цеолитовой фации в объединенном ее понимании.

Зеленосланцевая фация. Зеленосланцевая фация выделяется в андалузит-силлиманитовой и дистен-силлиманитовой фациальных сериях. Расчленение на субфации проведено с учетом петрологических данных по породообразующим минералам-биотитам, мусковитам, хлоритам, амфиболам тремолит-актинолитового ряда. Главным критерием при подразделении на субфации и фациальные серии является фактор глубинности, т.е. различие субфаций зеленосланцевой фации по давлению. Как представляется автору зеленосланцевая фация андалузит-силлиманитовой и дистен-силлиманитовой фациальных серий подразделена на две субфации, мусковит-хлоритовую и хлорит-биотитовую.

Породы фации зеленых сланцев получили наиболее широкое распространение среди продуктов регионального метаморфизма. Широкое развитие в них гидроксилосодержащих минералов зеленого цвета - хлорита, актинолита, серпентина и эпидота определило название фации. Запрещенными минералами фации зеленых сланцев являются: силлиманит, андалузит, альмандин и ставролит совместно с кордиеритом. Типоморфными минералами являются также альбит, тальк, серпентин, кварц и карбонаты.

Породы этой фации имеют реликтовые текстуры, массивные со следами косо́й слоистости в песчанистых породах и сланцеватые в глинистых породах, в которых слоистость подчеркнута вторичной сланцеватостью. Структуры характеризуются мелкозернистым строением, унаследованным от исходных осадочных пород.

Глинистые породы в условиях фации зеленых сланцев преобразуются в **филлиты**, обладающие шелковистым блеском на поверхностях сланцеватости за счет новообразования бесцветной слюды - серицита.

В слюдисто-хлоритовых сланцах параллельно сланцеватости могут располагаться мелкозернистые обособления кварца и альбита. Нередко филлитовые сланцы имеют следы кливажа скольжения, выражающегося в образовании плейчатости. С повышением температуры ассоциация мусковит (серицит) + хлорит заменяется биотитом. Здесь же может присутствовать хлоритоид, образующий призматически-пластинчатые порфиробласты с множеством включений кварца и пылевидных частиц рудного минерала.

В кварцево-полевошпатовых породах фации зеленых сланцев слюдистые минералы играют подчиненную роль, но преобладают кварц, альбит и эпидот. Перекристаллизация первичного осадочного материала приводит к появлению кристаллизационной сланцеватости и линейности. Кварцевые песчаники преобразуются в кварцитовидные песчаники. При наличии кремнистого цемента происходит разрастание зерен кварца, вокруг которых появляются пылевидные частицы, позволяющие определить первичную форму зерен и назвать структуру бластопсаммитовой.

Карбонатные породы в условиях метаморфизма фации зеленых сланцев превращаются в известковистые сланцы с устойчивой ассоциацией минералов: хлорит-кальцит-кварц или доломит-кварц. С повышением температуры образуется ассоциация кальцит-доломит-тремолит. В кальците и доломите — минералах, легко подвергающихся деформации, образуются многочисленные изогнутые полисинтетические двойники. Наличие в первичных породах примесей глинистого, железистого и магнезиального материала приводит к образованию хлоритовых, тремолитовых и тальковых известковых сланцев. Структура пород гранобластическая, лепидобластическая, гломеробластическая и иногда фибробластическая. Реликтовые структуры обычно проявлены слабо. Сланцеватость известковистых сланцев определяется субпараллельным расположением изогнутых, линзовидных зерен кальцита или доломита, а при наличии слюдистых минералов — их субпараллельной ориентировкой.

Основные и средние магматические породы и их туфы превращаются в зеленые сланцы альбит-эпидот-хлоритового состава. Преобразования, заключающиеся в псевдоморфном замещении плагиоклазов первичных пород альбитом и соссюритом, а цветных минералов — хлоритом, актинолитом, кальцитом и др., называются зелеными превращениями. Для пород такого типа характерно наличие реликтовых структур. Обычными акцессорными минералами в них являются сфен и магнетит.

Ультраосновные существенно оливиновые породы при условии притока водных растворов серпентизируются, превращаясь в серпентиниты (змеевики) – породы плотные, желтовато-зеленоватые, сланцеватые или массивные.

Мусковит-хлоритовая субфация отделена от субфаций более высокого метаморфизма изоградой биотита в породах пелитового состава. Нижняя граница ее определяется моновариантной линией $Kaol+Q = Pyrf + H_2O$ Г.Винклера (1969). Со стороны высоких температур она ограничена кривой равновесия $Mus+Chl=Bi+Chl$ Ф.Тернера и Дж.Ферхугена (1961). Значения температуры и давления при метаморфизме пород мусковит-хлоритовой субфации андалузит-силлиманитовой фациальной серии, исходя из петрографической схемы (рис.227), оценивается в P от 1,5 до 3,0 кбар и T от 380 до 430 °С, а мусковит-хлоритовой субфации дистен-силлиманитовой фациальной серии оценивается в P от 3,0 до 6,0 кбар и T от 380 до 430 °С. Наиболее характерные, определяющие парагенезисы минералов мусковит-хлоритовой субфации: $Q+Ab+Mus+Chl$; $Q+Mus+Chl$; $Calc+Pl_{15-20}Chl+Q$; $Calc+Q+Chl$.

Хлорит-биотитовая субфация зеленосланцевой фации устанавливается по появлению в метапелитах биотита (рис.228) в виде порфиробласт. Изограда биотита и линия моновариантного равновесия $Mus+Chl=Bi+Chl$ Ф.Тернера и Дж.Ферхугена (1961) фиксирует нижнюю границу хлорит-биотитовой субфации, а ее верхняя может быть определена линией моновариантного равновесия $Pyrf = Andal (Dist)+Q$ Е.Альтхауза (Althaus, 1966), совпадающей с изоградой граната. О значениях давления и температуры метаморфизма хлорит-биотитовой субфации андалузит-силлиманитовой фациальной серии можно судить исходя из петрогенетической схемы фаций (рис.227), где P изменяется от 1,7 до 3,8 кбар, а хлорит-биотитовой субфации дистен-силлиманитовой фациальной серии P изменяется от 3,5 до 6,0 кбар и T от 425 до 475 °С. Определяющими минеральными парагенезисами хлорит-биотитовой субфации являются: $Q+Ab+Bi+Chl$; $Q+Ab+Bi+Mus$; $Q+Bi+Mus$; $Q+Pyrf$; $Q+Ab+Chl+Akt$; $Calc+Chl+Q$.

Эпидот-амфиболитовая фация. Эпидот-амфиболитовая фация пространственно тесно связана с фацией зеленых сланцев и имеет такое же широкое распространение в земной коре. Эпидот-амфиболитовая фация представляет собой более высокотемпературную стадию прогрессивного регионального метаморфизма и поэтому характеризуется заменой низкотемпературных минералов более высокотемпературными – роговой обманкой, биотитом в ассоциации с олигоклазом

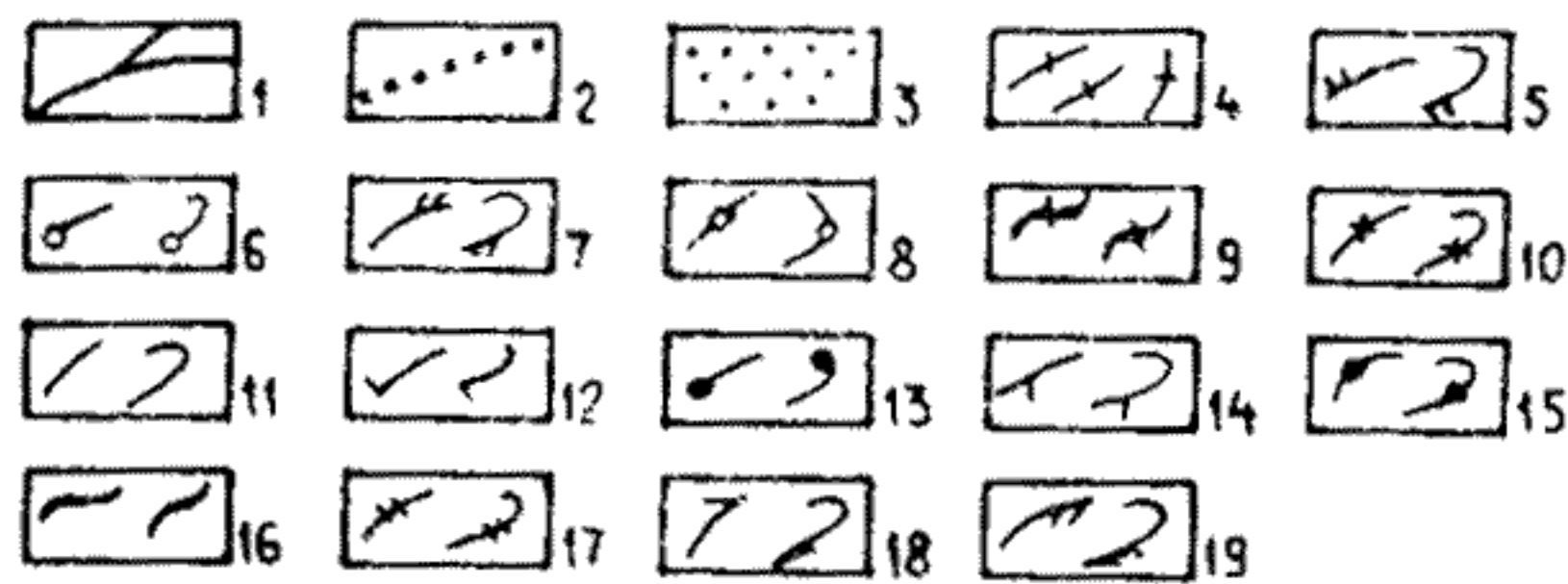
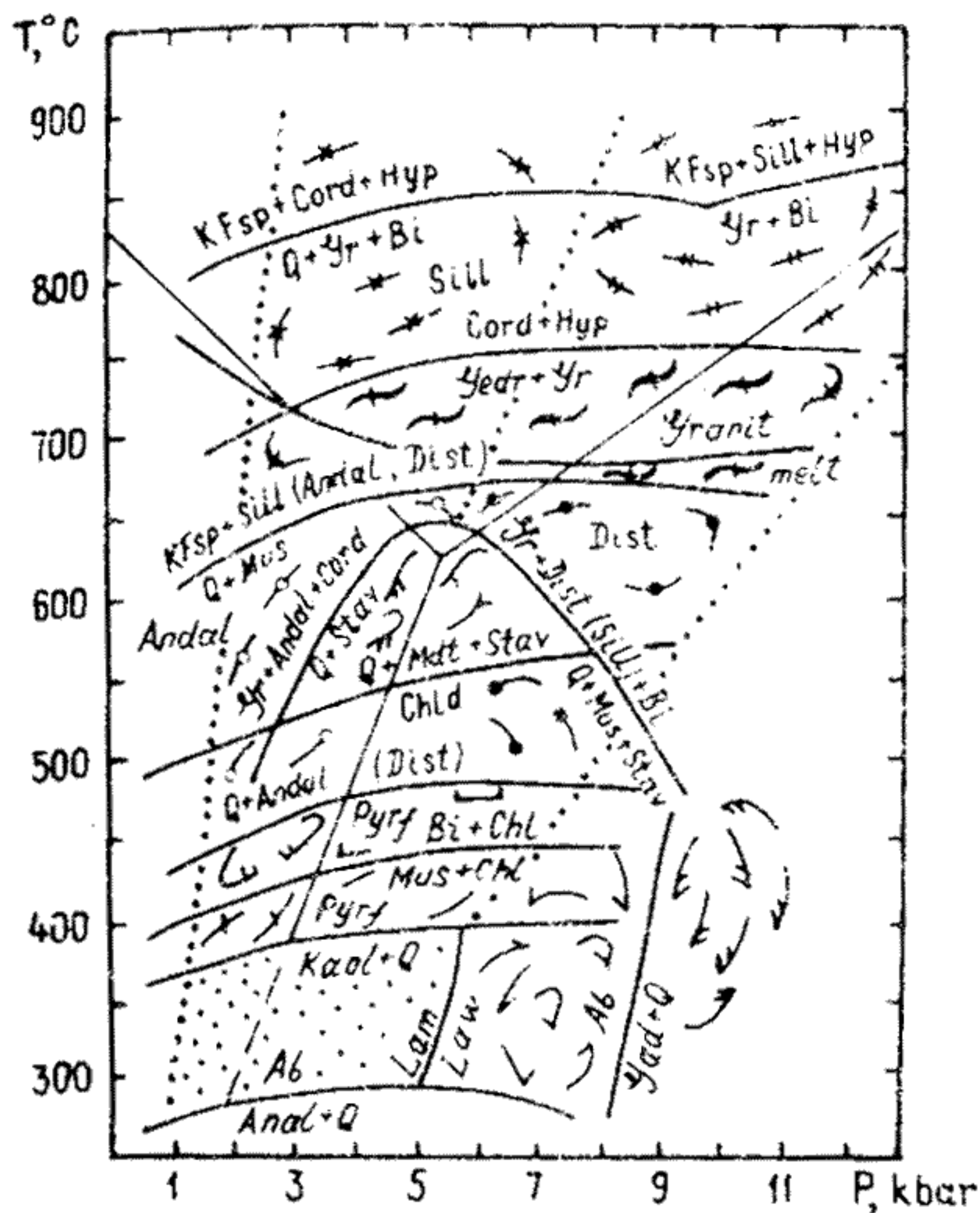


Рис. 227. Петрогенетическая схема фаций и субфаций регионального метаморфизма: 1 - линии минеральных равновесий (по экспериментальным данным), ограничивающие поля устойчивости важнейших парагенезисов и минералов; 2 - границы фациальных серий; 3 - цеолитовая фация; 4-10 - андалузит-силлиманитовая фациальная серия, А: 4 - мусковит-хлоритовая субфация; 5 - хлорит-биотитовая субфация; 6 - эпидот-амфиболитовая субфация; 7 - андалузит-ставролит-альмандиновая субфация; 8 - кордиерит-силлиманит-мусковитовая субфация; 9 - кордиерит-силлиманит-ортоклазовая субфация; 10 - гранулитовая фация; 11-17 - дистен-силлиманитовая фациальная серия, Б: 11 - мусковит-хлоритовая субфация; 12 - хлорит-биотитовая субфация; 13 - эпидот-амфиболитовая фация; 14 - ставролит-дистен-альмандиновая субфация; 15 - дистен-альмандин-мусковитовая субфация; 16 - силлиманит-альмандин-ортоклазовая субфация; 17 - гранулитовая фация; 18-19 - жадеит-глаукофановая фациальная серия, В: 18 - лавсонит-альбитовая фация; 19 - лавсонит-глаукофановая фация



Рис. 228. Хлорит-биотитовый филлитовидный сланец. Бiotит образует порфиробласты, ориентированные под углом к сланцеватости (увел. 20, николи //)

и безводными силикатами: андалузитом, силлиманитом, ставролитом. Запрещенными минералами здесь являются хлорит и волластонит.

Глинистые породы в условиях эпидот-амфиболитовой фации превращаются в силлиманит (андалузит) – мусковитовые или ставролит-силлиманитовые слюдяные кристаллические сланцы, более крупнозернистые, чем филлиты, лучше раскристаллизованные, полностью утратившие реликты первичной структуры и текстуры. Эти сланцы имеют цвет от темно-серого до светло-серого, гомеобластовую мелкозернистую структуру основной ткани, на фоне которой четко выделяются порфиробласты андалузита, граната, ставролита и др. Силлиманит, как правило, представлен волокнистой разновидностью – фибролитом. Гранат по составу отвечает альмандину и образует характерные красновато-бурые округлые порфиробласты, в которых иногда хорошо видны кристаллографические грани – грани додекаэдра. Ставролит образует типичные крестообразные двойники, рельефно выступающие на поверхностях сланцеватости. Расположение чешуек биотита и мусковита в параллельных плоскостях подчеркивает сланцеватую текстуру пород. Основная ткань породы обычно состоит из зерен кварца и лейст биотита и мусковита. Последние могут находиться как вместе, так и отдельно друг от друга. Структура породы обычно порфиробластовая с лепидогранобластовой структурой основной ткани. Порфиробласты нередко переполнены включениями кварца, что особенно характерно для альмандина, рост порфиробластов которого сопровождается вращательными движениями деформируемой породы. Вследствие этого включения кварца в гранате имеют спиралеобразную или S-образную форму структур (рис. 229), или структуру "снежного кома", указывающих на одновременность процессов деформации породы и кристаллизации новых минералов.

Кварцевые песчаники превращаются в кварцитовидные сланцы, состоящие из бластических зерен кварца. Кварц-полевошпатовые породы (граниты, аркозные песчаники) превращаются в слюдяные сланцы кварц-мусковит-полевошпатового состава с гомеобластовой, лепидогранобластовой структурой. При перекристаллизации известковистых песчаников в условиях эпидот-амфиболитовой фации возникают роговообманковые и эпидотовые амфиболиты и эпидозиты – породы, состоящие из кварца и эпидота с небольшой примесью мусковита. Структура названных пород гранобластовая, нематогранобластовая и порфиробластовая, текстура массивная или слабо сланцеватая.

Из карбонатных пород образуются мраморы и силикатные мраморы, последние с типичной минеральной ас-

социацией: кальцит-диопсид-тремолит или кальцит-диопсид-гроссуляр-кварц. Заметное количество слюды служит причиной проявления лепидобластовой структуры и полосчатой текстуры.

Породы основного и ультраосновного состава превращаются в плагиоклазовые и эпидотовые амфиболиты - породы, существенно состоящие из роговой обманки, олигоклаза и эпидота с небольшим количеством магнетита и сфена. Структура пород мелко- или среднезернистая, гранобластовая и немагнотгранобластовая; текстура массивная или грубосланцеватая, линейная.

Эпидот-амфиболитовая фация с точки зрения детализации на субфации в настоящее время, пожалуй, наименее изучена. Она является переходной фацией от зеленосланцевой к амфиболитовой. Нижняя граница ее проведена по первому появлению в породах андалузита, кордиерита, олигоклаза, эпидота и граната спессартин-альмандинового ряда. По изограде граната проведена низкотемпературная граница эпидот-амфиболитовой фации, а ее верхней границей служит изограда, которая определяется линией моновариантного равновесия $Chld = Stav + Mgt + Q$ Дж.Гангюли и Р.Ньютона (Ganguly, Newton, 1968). В метапелитах эпидот-амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии появляются минералы - эпидот, цоизит, тремолит, актинолит, андалузит и в единичных случаях кордиерит. В целом возрастает основность плагиоклазов, достигающая в разных типах пород содержания 20-25% анортита. Появление андалузита и кордиерита до ставролита является характерным признаком метапелитов данной фации.

Характерной чертой метапелитов эпидот-амфиболитовой фации дистен-силлиманитовой фациальной серии является наличие в минеральных парагенезисах хлоритоида. Кроме того в породах фации можно встретить хлорит, характерный для обеих фациальных серий, но устойчивым в P-T условиях данной фации является только магнезиальный хлорит в парагенезисе с хлоритоидом и альмандином. Эпидот-амфиболитовая фация отличается от зеленосланцевой наличием в парагенезисах глиноземистого амфибола (роговой обманки), образующегося вместо актинолита в различных амфиболовых сланцах, кальцифирах и др. амфиболсодержащих породах.

Таким образом, в P-T условиях эпидот-амфиболитовой фации впервые появляются роговообманковосодержащие парагенезисы с эпидотом и олигоклазом. В относительно редких случаях здесь вместо пиррофиллита развивается дистен и впервые он появляется в низкотемпературной

части фации вместо пиррофиллита по реакции $Kyrf=Dist+Q$ Е.Альтхауза (Althaus, 1966).

Значения термодинамических условий метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии оцениваются в P от 1,8 до 4,5 кбар и T от 475 до 525 °С, а эпидот-амфиболитовой фации дистен-силлиманитовой фациальной серии давление изменяется от 4,0 до 8,0 кбар. Определяющими парагенезисами эпидот-амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии являются: $Q+Pl_{10-15}+Bi+Mus+Cord$; $Q+Pl_{10-15}+Bi+Mus+Andal$; $Q+Pl_{10-15}+Bi+Mus+Cord+Sill$; $Q+Bi+Mus+Cord+Sill$; $Q+Bi+Mus+Andal+Sill$; $Calc+Ep+Zs \pm Q \pm Chl$; $Calc+Ep+Zs+Q \pm Phlg$; $Akt+Ep+Zs+Q \pm Ca$; $Hrb+Ep+Pl_{15-25}+Q \pm Bi$. Эпидот-амфиболитовой фации дистен-силлиманитовой фациальной серии характерны парагенезисы: $Q+Mus+Bi+Alm+Chld$; $Q+Pl_{12-14}+Bi+Mus+Alm \pm Chl$; $Q+Pl_{12-14}+Bi+Mus+Gr \pm Kfs$; $Hrb+Ep+Pl_{20-25}+Q$; $Calc+Ep+Zs+Trn \pm Q$; $Calc+Ep+Hrb+Q$.

А м ф и б о л и т о в а я ф а ц и я. Для минерального состава пород амфиболитовой фации характерно появление щелочных полевых шпатов - ортоклаза и микроклина. Широко распространены кордиерит, ставролит, биотит и роговая обманка. Критическими минеральными ассоциациями являются: биотит-силлиманит-щелочные полевые шпаты - кварц, гранат-шпинель-ставролит-силлиманит. К запрещенным минералам относятся: хлоритоид, ставролит совместно с кварцем, эпидот с кислыми плагиоклазами, доломит с кварцем.

В условиях амфиболитовой фации из метапелитовых пород образуются биотит-силлиманитовые **п а р а г н е й с ы**, часто с порфиробластами граната и ставролита. Основная ткань породы содержит кварц, полевые шпаты и большое количество биотита. Наличие в составе гнейсов **высокоглиноземистых** минералов - силлиманита, андалузита, ставролита, резко повышенное содержание биотита (с учетом геологических условий залегания пород), позволяют достаточно надежно относить их к **п а р а г н е й с ы**. Структура пород средне- и крупнозернистая, часто порфиробластовая, текстура полосчатая.

О р т о г н е й с ы образуются за счет интрузивных пород кислого состава - гранитоидов и отличаются от парагнейсов меньшим содержанием биотита. Среди ортогнейсов нередко выделяют **г р а н и т о - г н е й с ы** и **г н е й с о - г р а н и т ы**. Гранито-гнейсами называются гнейсы гранитного состава, а гнейсо-гранитами - граниты с гнейсовидной текстурой. Для обеих разновидностей характерно наличие кристаллизационной сланцеватости и гранобластовых структур.

За счет средних и основных магматических пород и мергелей формируются полевшпатовые, кордиеритовые и гранатовые амфиболиты, для которых наиболее характерной минеральной ассоциацией является парагенезис обыкновенной роговой обманки со средним плагиоклазом (андезином). Структура пород крупнозернистая, чаще немагнотгранобластовая; текстура массивная или сланцеватая. По минеральному составу отличить между собой пара- и ортоамфиболиты весьма трудно. В амфиболитах первично осадочного генезиса обычно больше роговой обманки и граната, но меньше плагиоклаза, может встречаться кордиерит. Амфиболиты, образовавшиеся по основным магматическим породам, содержат больше плагиоклаза, который частично сохраняет габитус первичного магматического минерала (рис. 230).

Карбонатные породы преобразуются в мраморы и силикатные мраморы, существенными компонентами которых являются: крупнозернистый кальцит, округлые зерна диопсида, иногда минералы из группы граната или эпидота совместно с основным плагиоклазом. Структура пород гранобластовая, текстура обычно массивная.

Амфиболитовая фация в классическом ее понимании может быть заменена двумя фациями — альмандин-амфиболитовой и кордиерит-амфиболитовой. Признаком выделения альмандин-амфиболитовой фации и дистен-силлиманитовой фациальной сарии служит наличие в метаморфических породах ставролита, диопсида, гроссуляр-андрадитового и пироп-альмандинового граната, дистена, силлиманита. Эпидот и цоизит устойчивы в парагенезисе с олигоклазом и андезином, но не с альбитом. Хлоритоид отмечается только в низкотемпературной субфации и затем он становится неустойчивым и исчезает. В присутствии кварца в метапелитах фации уже не встречаются минеральные парагенезисы с хлоритом, пирофеллитом и стильно-меланом.

Нижняя по P-T условиям граница альмандин-амфиболитовой фации определяется моновариантной кривой равновесия $Chld = Stav + Mgt + Q$ Дж. Гангюли и Р. Ньютона (Ganguly, Newton, 1968), а верхняя граница определяется изоградой гиперстена и линией моновариантного равновесия $Cord + Gr = Cord + Hup$. Альмандин-амфиболитовая фация подразделяется на три субфации, отражающие возрастание температуры:

1. Ставролит-дистен-альмандиновая субфация.
2. Дистен-альмандин-мусковитовая субфация.
3. Силлиманит-альмандин-ортоклазовая субфация.

Ставролит-дистен-альмандиновая субфация альмандин-амфиболитовой фации характеризуется повсеместным развитием ставролитсодержа-

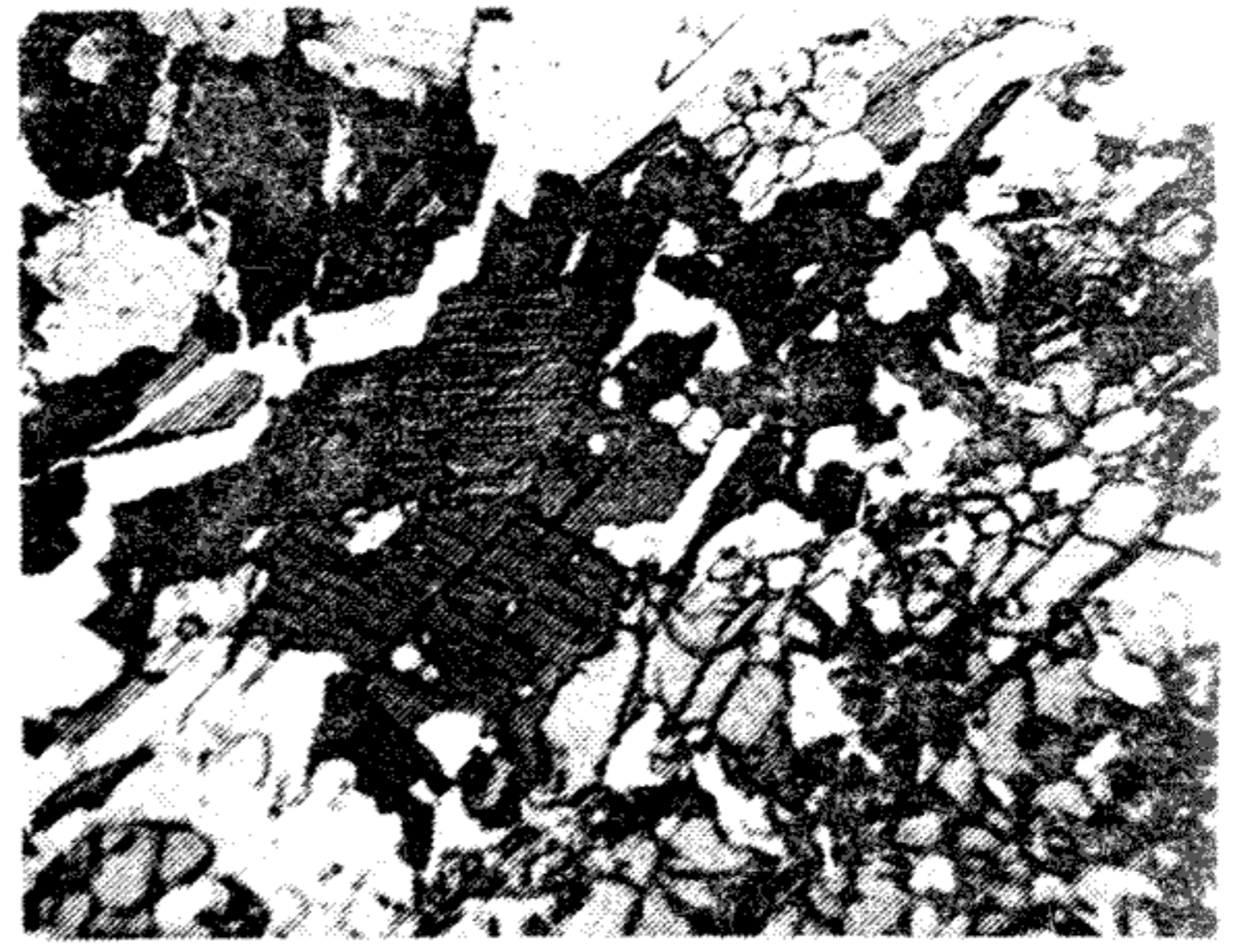


Рис.229. Гранат-двуслюдяной сланец. Гранат с включениями кварца, образующими структуру "снежного кома" (увел.20, николи //8)

Рис.230. Гранатовый амфиболит (увел.20, николи //)

ших минеральных парагенезисов с гранатом пироп-альмандинового ряда. Верхняя по P-T параметрам граница ставролит-дистен-альмандиновой субфации определяется кривой равновесия $Q+Stav+Mus=Gr+Dist(Sill)+Bi$ С.В.Ричардсона и др. (Richardson, 1969) и проведена по исчезновению ставролита. Нижняя по термодинамическим условиям граница субфации моновариантной линией равновесия $Chld=Stav+Mgt+Q$ Дж.Гангюли и Р.Ньютона (Ganguly, Newton, 1968). Значения термодинамических условий метаморфизма ставролит-дистен-альмандиновой субфации по петрогенетической схеме определяются в P от 5,0 до 8 кбар, а T от 550 до 630 °C. Минеральные парагенезисы ставролит-дистен-альмандиновой субфации:

$Q+Pl_{25-30}+Bi+Mus+Gr+Stav$; $Q+Pl_{25-30}+Bi+Mus+Gr+Dist+Stav$; $Q+Bi+Mus+Gr+Stav$; $Q+Bi+Mus+Gr+Dist+Stav$; $Hrb+Pl_{25-40}+Gr+Ep+Bi \pm Q$; $Calc+Di+Gross+Andr \pm Q$; $Calc+Di+Gross+Andr+Pflg \pm Q$; $Calc+Sk+Ep+Zs+Phlg \pm Q$.

Дистен-альмандин-мусковитовая субфация альмандин-амфиболитовой фации по мере увеличения температуры метаморфизма и формирования метаморфической зональности сменяет ставролит-дистен-альмандиновую субфацию. В метапелитах дистен развит повсеместно. Широко развиты минеральные парагенезисы с роговой обманкой и эпидотом. Исчезновение ставролита в парагенезисах метапелитовых пород служит главным признаком, позволяющим провести нижнюю границу дистен-альмандин-мусковитовой субфации, которая определяется кривой равновесия $Q+Mus+Stav=Gr+Dist(Sill)+Bi$ С.В.Ричардсона и др. (Richardson e.a., 1969). Верхняя граница по P-T условиям метаморфизма дистен-альмандин-мусковито-

вой субфации определяется моновариантной линией $Q+Mus=KFspr+Sill(Dist)$ Б.Вельде (Velde, 1966). По петрогенетической схеме (рис.227) получены значения термодинамического режима данной субфации, где P изменяется от 6,0 до 10,0 кбар, а T от 575 до 650 °C. Определяющими минеральными парагенезисами дистен-альмандин-мусковитовой субфации являются: $Q+Pl_{25-35}+Bi+Mus+Gr+Dist$; $Q+Bi+Mus+Gr+Dist$; $Q+Pl_{25-35}+Bi+Mus+Gr+Dist+Fibr$, $Hrb+Di+Gross-And+Pl_{35-45} \pm Sk \pm Q$; $Hrb+Di+Pl_{35-45}+Zs+Er \pm Q$; $Calc+Hrb+Bi+Sk \pm Q$; $Calc+Hrb+Er+Zs+Phlg \pm Q$; $Calc+Hrb+Zs \pm Q$.

Силлиманит-альмандин-ортоклазовая субфация является наиболее высокотемпературной в альмандин-амфиболитовой фации. Начало субфации обусловлено полным исчезновением мусковита в минеральных парагенезисах при наличии кварца, появлением силлиманита вместо дистена, либо в результате разложения мусковита. Одновременно с началом силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфации происходит изменение полиморфных модификаций Al_2SiO_5 - дистен переходит в силлиманит. Нижняя по $P-T$ условиям граница данной субфации определяется кривой равновесия $Q+Mus=KFspr+Sill(Dist)$ Б.Вельде (Velde, 1966) и изоградой силлиманита в метапелитах. Верхней границей силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфации является изограда гиперстена, совпадающая с линией моновариантного равновесия $Cord+Gr=Cord+Hyr$. Термодинамические условия данной субфации оцениваются P от 6,0 до 11,0 кбар и T от 660 до 750 °C. Определяющими минеральными парагенезисами субфации являются: $Q+KFspr+Pl_{35-45}+Bi+Gr+Sill$; $Q+Pl_{35-45}+Kspr+Bi+Gr$; $Hrb+Di+Pl_{40-45} \pm Q$; $Hrb+Di+Gr+Pl_{40-45} \pm Q$; $Hrb+Di+Bi+Pl_{40-45} \pm Gr \pm Q$; $Calc+Di+Forst \pm Spl$; $Calc+Di+Hrb \pm Phlg \pm Q$.

К о р д и е р и т - а м ф и б о л и т о в а я ф а ц и я андалузит-силлиманитовой фациальной серии знаменуется первым появлением ставролита, андалузита, кордиерита, куммингтонита, жедрита, антофиллита; диопсида и гроссуляр-андрадитового граната. Низкотемпературная по $P-T$ условиям граница кордиерит-амфиболитовой фации определяется моновариантной линией $Chld=Stav+Mgt+Q$ Дж.Гангюли и Р.Ньютона (Ganguly, Newton, 1968), а ее верхняя граница определяется моновариантной линией $Cord+Gr=Cord+Hyr$. По мере возрастания температуры кордиерит-амфиболитовая фация подразделяется на три субфации:

1. Андалузит-ставролит-альмандиновая субфация;
2. Кордиерит-силлиманит-мусковитовая субфация.
3. Кордиерит-силлиманит-ортоклазовая субфация.

Андалузит-ставролит-альмандиновая субфация кордиерит-амфиболитовой фации выделяется между изоградами ставролита и силлиманита.

Верхняя по P-T параметрам граница субфации определяется монвариантной линией $Stav+Q=Cord+Gr+Andal$ С.В.Ричардсона и др. (Richardson *et al.*, 1969). В метапелитах данной субфации появляется ставролит, образующийся, вероятно, за счет биотита и мусковита. Андалузит и кордиерит в метапелитах субфации являются широко распространенными минералами. Гранаты метапелитов андалузит-ставролит-альмандиновой субфации характеризуются повышенным содержанием спессартина до 12-15%

Анализ минеральных парагенезисов андалузит-ставролит-альмандиновой субфации свидетельствует о том, что вместо актинолита образуется куммингтонит, а тремолита - диопсид. Широко распространены парагенезисы с эпидотом и клиноцоизитом. Значения температуры метаморфизма пород этой субфации определяются в T от 525 до 640 °C при P от 2,5 до 5,5 кбар. Минеральными парагенезисами андалузит-ставролит-альмандиновой субфации являются: $Q+Pl_{25-30}+Bi+Mus+Gr+Stav+Andal$; $Q+Pl_{25-30}+Bi+Mus+Gr+Andal$; $Q+Pl_{25-30}+Bi+Mus+Cord+Andal$; $Q+Pl_{20-25}+Mi+Bi+Mus+Gr$; $Q+Pl_{25-30}+Bi+Mus+Andal$; $Cumm+Pl_{30-35}+Ep+Czs+Bi+Q$; $Cumm+Pl_{30-35}+Bi+Di+Q$; $Calc+Phlg+Ep+Zs+Sk+Pl_{30-35}+Q$.

Кордиерит-силлиманит-мусковитовая субфация кордиерит-амфиболитовой фации на петрогенетической схеме выделяется в области средних температур (рис. 227). Устанавливается по появлению в метапеллитах силлиманита в парагенезисе с андалузитом и мусковитом, а также исчезновением ставролита. При этом андалузит в ассоциации с силлиманитом обычно присутствует в незначительном количестве (не более 20%). В целом значительно шире распространены в метаморфических породах данной субфации парагенезисы с диопсидом, меньше с эпидотом и цоизитом. Верхняя по P-T параметрам граница кордиерит-силлиманит-мусковитовой субфации определяется монвариантной линией $Q+Mus=KFsp+Sill$ (Andal) Б.Вельде (Velde, 1966). О значениях P-T условий метаморфизма кордиерит-силлиманит-мусковитовой субфации можно судить исходя из петрогенетической схемы (см. рис. 227), где P изменяется от 2,0 до 5,5 кбар и T от 525 до 650 °C. Определяющими минеральными парагенезисами пород кордиерит-силлиманит-мусковитовой субфации являются:

$Q+Pl_{25-35}+Bi+Mus+Gr+Sill+Andal$; $Q+Pl_{25-35}+Bi+Mus+Cord+Sill+Andal$; $Q+Bi+Mus+Gr+Andal+Sill$; $Q+Bi+Gr+Andal+Sill$; $Cumm+Pl_{40-45}+Bi+Ep+Zs+Q$; $Cumm+Pl_{40-45}+Di+Ep+Zs+Q$; $Hrb+Pl_{40-45}+Bi+Di+Q$; $Calc+Hrb+Phlg+KFsp+Q$; $Calc+Hrb+Sk+Ep+Bi+Q$; $Calc+Di+Sk+Ep+Zs+Q$.

Кордиерит-силлиманит-ортоклазовая субфация кордиерит-амфиболитовой фации занимает на петрогенетической схеме промежуточное положение между кордиерит-силлиманит-мусковитовой субфацией и гранулитовой фацией. В минеральных парагенезисах данной субфации широко раз-

виты роговая обманка, силлиманит, кордиерит, гранат. Мусковит исчезает, реагируя с кварцем и биотитом с образованием $Ort+Sill$ или $Ort+Cord+Sill$. Ромбический пироксен в метапелитах субфации еще отсутствует. Нижняя по P-T условиям метаморфизма граница кордиерит-силлиманит-ортоклазовой субфации определяется моновариантной линией $Q+Mus=Kfspr+Sill(andal)$ В. Вельде (Velde, 1966), а верхняя - линией равновесия $Cord+Cr=Cord+Hyr$. О значениях давления и температуры метаморфизма пород кордиерит-силлиманит-ортоклазовой субфации можно судить исходя из петрогенетической схемы, где P от 2,5 до 6,0 кбар и T от 650 до 750 °C. Определяющими минеральными парагенезисами данной субфации являются: $Q+Pl_{30-35}+Ort+Bi+Cord+Sill+Gr$; $Q+Pl_{30-35}+Ort+Bi+Cord+Sill$; $Q+Pl_{30-35}+Ort+Bi+Cord+Gr$; $Hrb+Cush+Pl_{40-45}+Bi \pm Q$; $Cush+Pl_{40-45}+Bi \pm Gr \pm Q$; $Calc+Hrb+Sk \pm Zs \pm Q$; $Calc+Hrb+Di+Woll+Sk \pm Q$.

Г р а н у л и т о в а я ф а ц и я. Породы гранулитовой фации наиболее интенсивно метаморфизованы и поэтому почти полностью лишены H_2O . Это так называемые "сухие породы". Признаком гранулитовой фации является полное исчезновение слюд и других гидроксилсодержащих минералов. Характерны специфические минеральные ассоциации с гиперстеном. Гранат отличается высоким содержанием пиропового компонента. Запрещенными, помимо всех гидроксилсодержащих минералов, являются: ставролит, андалузит и ряд некоторых минеральных ассоциаций, например, кварц-ортоклаз-кислый плагиоклаз, форстерит-анортит и др.

Г р а н у л и т ы - породы мелкозернистые, светло- или темно-окрашенные. Светлые гранулиты образуются за счет кварц-полевошпатовых пород и внешне несколько похожи на граниты. Структурно-текстурной особенностью их является наличие выделений кварца линзовидно-сплюснутой формы, чередующихся с гранобластовыми обособлениями зерен кварца, полевых шпатов, гиперстена и граната. Темные гранулиты состоят из плагиоклаза и гиперстена с альмандином и образуются при метаморфизме основных магматических пород или мергелистых осадков. Структура гранулитов типичная гранобластовая. Текстура иногда массивная, но чаще линзовидная или полосчатая за счет обособления цветных минералов от бесцветных, что свидетельствует о формировании породы в условиях дифференциальных движений.

К гранулитовой фации некоторые исследователи относят группу своеобразных пород - чарнокитов. Чарнокиты состоят из пертитового калиевого полевого шпата, олигоклаза или андезина, гиперстена и диопсида и граната. Макроскопически чарнокиты имеют гнейсовую текстуру вследствие темной окраски у полевых шпатов и голубого цвета у

кварца. По химическому составу чарнокиты соответствуют кислым магматическим породам, варьирующим от гранитов до тоналитов. Чарнокиты часто находятся в тесной ассоциации с антозитами. Большинство чарнокитов является породами магматического происхождения, но возможно, что некоторые из них возникли при глубоком метаморфизме осадочных пород.

Пироксеновые гранулиты и гнейсы состоят из плагиоклазов, гиперстена, диопсида и альмандина. Минералогический состав пироксеновых гранулитов и гнейсов очень сходен с минералогическим составом норитов и габбро. Вместо амфиболитов в амфиболитовой фации, состоящих почти из одного амфибола, в гранулитовой фации образуются почти мономинеральные пироксеновые породы, которые следует называть пироксеновыми амфиболитами. Плагиоклаз (андезин или лабрадор) в пироксеновых гранулитах и гнейсах сдвойникован по альбитовому или периклиновому закону, полисинтетические двойники встречаются редко. Некоторые пироксеновые гранулиты содержат оливково-зеленую роговую обманку. Нередко в пироксеновых гранулитах и гнейсах, а также в пироксеновых амфиболитах наблюдаются линзы или полосы другого состава.

Пироксен-оливиновые породы гранулитовой фации встречаются в виде линз и пластовых тел небольшого размера среди других пород. В одних случаях такие породы имеют почти мономинеральный состав (оливиниты), в других, кроме оливина, порода состоит из пироксена (ромбического или моноклинного или того и другого вместе). Возможно, что такие породы, близкие по своему составу к ультраосновным магматическим породам, возникли за счет перекристаллизации серпентинитов при их обезвоживании в глубинных условиях. Кроме оливина, в оливинитах иногда наблюдаются хромит и пикотит.

Гранулитовая фация устанавливается по наличию двупироксеновых ассоциаций, сформировавшихся в результате реакций $Hr+b+Q=Di+Hyp+Pl$ и $Hyp+Sill+Gr$. Относительно низкотемпературной границей гранулитовой фации следует считать первое появление (изограду) гиперстена в метapelитах и $Di+Hyp$ в метабазитах. Изучение минеральных парагенезисов в P-T условиях перехода от кордиерит-амфиболитовой фации к гранулитовой осуществляется реакция дегидратации биотита с формированием парагенезиса $Hyp+Ort$ и дегидратация жедрита с появлением $Gr+Cord+Hyp$ парагенезиса. При относительно низком давлении (андалузит-силлиманитовом типе метаморфизма) в широком интервале температуры устойчивыми являются парагенезисы: $Q+Pl_{40-45}+Hrb+Di+Hyp$; $Q+Pl_{30-40}+Cord+Gr+Hyp$
 $Q+Pl_{30-40}+Cord+Sill+Gr$.

Далее, рассмотрим фации высоких давлений. Все они локализуются в глубинных относительно узких тектонических зонах, формирование которых осуществляется в широком интервале температур и высоких давлений.

Жадеит-лавсонит-глаукофановая фация. Жадеит-лавсонит-глаукофановая фация является наиболее низкотемпературной, в этом соотношении сопоставимой с фацией зеленых сланцев. Исходными породами при образовании глаукофановых и глаукофан-жадеитовых сланцев являются, главным образом, основные магматические породы. Многие исследователи отмечают пространственную связь глаукофановых сланцев с серпентинитами и эклогитами.

Глаукофановые сланцы, образовавшиеся по основным породам, имеют разнообразный минеральный состав: лавсонит+глаукофан; альмандин + лавсонит+глаукофан+мусковит; лавсонит+жадеит+глаукофан. Для этого типа глаукофановых сланцев характерно богатство пород глаукофаном и лавсонитом.

При метаморфизме пелитовых и кварц-полевошпатовых пород характерными парагенетическими ассоциациями являются: глаукофан-мусковит+хлорит+кварц; кварц+глаукофан+жадеит. Нередко отмечается повышенное содержание альбита, а при наличии в исходном составе извести симптоматичным является лавсонит.

На территории Советского Союза породы данной фации развиты на Северном и Южном Урале. В южной части антиклинория Уралтау проходит зона повышенного дислокационного метаморфизма шириной до 4,5 км и протяженностью до 80 км, имеющая зональное строение. Она характеризуется пятнистым распределением метаморфизма, выражающимся в быстрой смене пород. При этом по мере усиления деформаций в породах хорошо проявляется рассланцевание. Одновременно в пределах одного и того же горизонта альбит-мусковит-хлоритовые сланцы фации зеленых сланцев сменяются глаукофан-альбит-мусковитовым и далее гранат-глаукофан-мусковитовыми сланцами.

Для многих районов развития глаукофановых сланцев исследователи отмечают значительную роль метасоматического привноса натрия и железа в процессе их формирования.

Глаукофан-альмандиновая фация. Глаукофан-альмандиновая фация или фация дистен-мусковитовых сланцев соответствует примерно интервалу температур эпидотовых амфиболитов, поэтому при наличии ряда минералов, свойственных этой фации, появляются новые минералы – индикаторы высоких давлений, например,

вместо андалузита и силлиманита – дистен, глаукофан, омфацит и др. Отмечается полное отсутствие парагенезисов с кордиеритом.

В породах, образованных за счет пелитовых осадков, ставролит, альмандин и дистен ассоциируют со слюдами. Обычно слюды представлены красно-бурым биотитом и мусковитом. Распространение дистена ограничено породами очень богатыми глиноземом и бедными щелочами. Ставролит, представляющий собой химический эквивалент хлоритоида фации зеленых сланцев, характерен для пород, богатых также FeO.

Производные основных магматических пород представлены амфиболитами, часто содержащими железистый гранат. В магнезиальных породах могут появиться куммингтонит, антофиллит и жедрит, играющие роль, подобную роли хлорита и талька в фации зеленых сланцев. В карбонатных породах волластонит и периклаз не возникают, по-видимому, в связи с высоким давлением. Характерными парагенетическими ассоциациями для них являются: кальцит + диопсид + плагиоклаз + кварц; диопсид + форстерит + кальцит и др.

Ф а ц и я д и с т е н о в ы х г н е й с о в и а м ф и б о л и т о в. Породы данной фации образуются за счет богатых глиноземом метапелитов в условиях более высокого давления и в интервале температур, примерно соответствующих амфиболитовой фации средних давлений. Для пород данной фации типична хорошо выраженная кристаллизационная сланцеватость и порфиробластовые структуры с лепидобластовой структурой основной ткани. Они представлены преимущественно дистен-гранатовыми слюдяными гнейсами, в составе которых значительная роль принадлежит полевым шпатам – ортоклазу и олигоклазу. Образование ортоклаза происходит за счет реакции между мусковитом и кварцем. Амфиболиты данной фации состоят из глаукофана, куммингтонита, грюнерита, кроссита, омфацита, хлормеланита и др.

Э к л о г и т о в а я ф а ц и я . Эклогитовая фация включает весьма своеобразные породы, называемые **э к л о г и т а м и**, по химическому составу близкими к породам группы габбро-базальтов. Критической ассоциацией минералов для типичных эклогитов являются: моноклинный пироксен омфацит, гранат альмандин-пиропового ряда с количеством пиропового компонента около 65–75% и рутил. В качестве второстепенных минералов могут присутствовать дистен, диопсид и ряд других. Полевые шпаты в эклогитах отсутствуют.

Омфацит и гранат – главные компоненты эклогитов, определяющие внешний вид пород. Это породы средне-крупнозернистой структуры с основной тканью из травяно-зеленого омфацита, в массе которого рас-

сеяны многочисленные округлые порфиробласты буровато-красного граната. Текстура породы чаще массивная, но иногда кристаллы омфациита имеют линейную ориентировку.

В условиях относительно низких температур и давлений эклогиты легко амфиболитизируются. При этом прослеживаются все переходы от неизменных эклогитов через эклогитовые амфиболиты, содержащие реликты граната и омфациита совместно с новообразованными плагиоклазом и роговой обманкой, до амфиболитов нормального состава. Омфациит вначале замещается мирмекитподобными сростками диопсида и плагиоклаза, которые в свою очередь переходят в амфибол-плагиоклаз-альмандиновую ассоциацию амфиболитовой фации. В некоторых случаях эклогиты испытывают регрессивные превращения в глаукофановые сланцы.

Эклогиты залегают в самых разнообразных геологических условиях: в виде пластов среди ультраосновных пород - дунитов и перидотитов. Генезис эклогитов неясен. Высокая плотность эклогитов (от 3,35 до 3,6 г/см³), а также геологические и экспериментальные данные свидетельствуют о том, что они должны формироваться при температуре около 700 °С и давлении не менее 13 кбар.

Г. Винклер и ряд других исследователей полагают, что температура при образовании эклогитов может быть значительно ниже, но необходимым условием является почти полное отсутствие флюидного давления воды и очень высокое общее давление. По мнению В.С. Соболева, эклогиты образуются в верхних частях мантии и попадают в литосферу в результате тектонических или магматических процессов.

3.7. Ультраметаморфизм

Под термином "ультраметаморфизм" следует понимать интенсивные метаморфические преобразования пород, происходящие в глубинных зонах геосинклинальных областей, расположенных ниже уровня начала плавления гранитоидных пород. Ультраметаморфизм представляет собой кульминационную стадию развития регионального метаморфизма. При нем активную роль приобретают расплавы, что сближает этот метаморфический процесс с магматическим. Ультраметаморфические изменения являются результатом многообразных процессов при максимальных проявлениях различных факторов метаморфизма. Среди них существенное значение имеют резкое повышение температуры, влияние давления, воздействие летучих компонентов, интенсивные дифференциальные движения.

3.7.1. Характеристика процессов ультраметаморфизма

Ультраметаморфизм наиболее широко проявлен в об-

ластях складчатого основания древних платформ, сложенных докембрийскими образованиями, а также в областях последокембрийской складчатости (Прибайкалья, Таймыр, Алтай, Урал и др.). Эта особенность развития процессов ультраметаморфизма объясняется не только глубокой эрозией древних щитов платформ и складчатых областей, но и большой термической активностью земной коры при их формировании. Процессы ультраметаморфизма имели место и в более молодых складчатых областях (Тянь-Шань, Памир и др.), но их развитие здесь связано с особым тектоническим и тепловым режимом, вызванного подъемом плутонического фронта или тепловых потоков вдоль линейно вытянутых зон.

К собственно ультраметаморфизму следует относить только образование мигматитов венитового ряда, а также процессы палингенеза и анатексиса. Образование инъекционно-метасоматических мигматитов и генетически тесно связанная с ним гранитизация являются метасоматическим процессом, отделенным во времени от проявлений регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Поэтому процессы гранитизации и калиевого метасоматоза к ультраметаморфизму относить не следует. Более позднее развитие процессов гранитизации по отношению к региональному метаморфизму четко установлено для Украинского кристаллического массива, Шарьжалгайского, Бельско-Китойского, Бирюсинского, Канского и Чуйско-Укучиктинского метаморфических поясов докембрия юга Сибирской платформы и др. регионов.

3.7.2. Породы ультраметаморфизма

М и г м а т и т ы представляют собой неоднородные по составу породы,

состоящие из относительно меланократовых метаморфических пород, называемых субстратом или палеосомой, и более лейкократового инъекционного материала - неосомы. Эта неоднородность состава отражена в названии "мигматит", что происходит от греческого слова "мигма" - смесь. Субстрат мигматитов представлен породами средних и высоких ступеней метаморфизма - кристаллическими сланцами, гнейсами, амфиболитами. Неосома мигматитов имеет обычно кварцево-полевошпатовый состав, приближающийся к лейкократовым гранитам, аплитам или пегматитам.

При изучении мигматитов и их классификации необходимо наряду с детальным описанием их состава, морфологических признаков, тектонической обстановки и др. особенностей учитывать их генезис. На основании этого принципа выделяются мигматиты с неперемещенным жиль-

ным материалом, образовавшимся за счет селективного плавления и инъекционные мигматиты с перемещенным жильным материалом. Мигматиты первого типа называются палингенными или венитами, а мигматиты второго типа – инъекционно-метасоматическими или артеритами. К ультраметаморфическим образованиям относятся мигматиты первого генетического типа.

Совместное рассмотрение мигматитов различного генезиса связано с тем, что морфологически они не всегда отличимы друг от друга и во многих случаях являются полиметаморфическими образованиями, в которых инъекционно-метасоматические процессы развиваются по регионально метаморфизованным породам и в том числе по палингенным мигматитам. Палингенные мигматиты характеризуются общностью состава палеосомы и неосомы, последняя является химически пассивной и не оказывает существенных воздействий на материал субстрата. Палингенные мигматиты развиваются по парапородам, главнейшими из которых являются в большинстве случаев биотит-плагиоклазовые гнейсы. Инъекционный материал представлен преимущественно кварцево-плагиоклазовыми аплитами и лейкократовыми гранитами. При ультраметаморфизме кордиеритовых, силлиманитовых, гиперстеновых разновидностей гнейсов в неосоме появляются названные минералы.

Для инъекционно-метасоматических мигматитов не наблюдается общности состава инъекционного материала и субстрата, последний может быть представлен как пара- так и ортопородами и отличается большим разнообразием. Инъекционный материал оказывает активное метасоматическое воздействие на субстрат, вызывающее реакции биметасоматического обмена между меланократовой и лейкократовой частями мигматитов, ведущие к формированию тневых мигматитов и метасоматических гранитов. Инъекционный материал – микроклиновые граниты, аплиты и пегматиты; для него характерно богатство апатитом и др. минералами, содержащими летучие компоненты.

Палингенные мигматиты встречаются в областях, где региональный метаморфизм происходил в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций. Процессы метасоматоза пара- и ортопород и образование мигматитов второго типа не зависят от степени регионального метаморфизма. Формирование инъекционно-метасоматических мигматитов одновременно с формированием богатых калием гранитов, аплитов и пегматитов и образованием древних разломов, вдоль которых локализуются эруптивные брекции со следующей гранитной массой. Интенсивность развития про-

цессов мигматизации контролируется разрывными нарушениями, обуславливающими повышенную степень проницаемости земной коры.

Послойные мигматиты являются наиболее распространенным морфологическим типом мигматитов в природе. Характерной их особенностью является послойное чередование метаморфического субстрата и жильного материала. Жильный материал располагается параллельно слоистости или сланцеватости, иногда жилки могут располагаться и косо по отношению к сланцеватости пород, соединяя между собой прослой лейкократового материала (рис. 219). Мощность прослоев субстрата и жильного материала варьирует от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Иногда жильный материал в виде параллельных полос прослеживается на десятки метров и даже километры, в других случаях он дает раздувы или прерывается в пределах одного обнажения.

В послойных мигматитах субстрат и жильный материал в большинстве случаев содержит сходные минералы. Например, в послойных мигматитах Приладожья полевой шпат субстрата и жильного материала представлен плагиоклазом ортоклаз-андезинового ряда, а в мигматитах по кордиеритовым гнейсам в жильном материале также содержится кордиерит.

Разновидностью послойных мигматитов являются **а р т е р и т ы**; жильный материал в них также располагается, главным образом, параллельно сланцеватости, но мощность его большая и породы обладают грубополосчатой текстурой. К тому же морфологическому типу относятся **л и н з о в ы е м и г м а т и т ы**. Они характеризуются наличием линзовидных жилок пегматитового кварцево-полевошпатового материала или цепочек линз, соединенных тонкими проводниками. Границы линз часто неровные, с разрастанием порфиробластов полевого шпата и замещением субстрата.

П л о й ч а т ы е (складчатые) м и г м а т и т ы характеризуются наличием складок различных амплитуд; в этих породах и субстрат, и жильный материал деформируются гармонично с образованием согласных складок изгиба.

П т и г м а т и т о в ы е м и г м а т и т ы обладают смятостью жильного материала в мелкие складки, называемые птигматитовыми; они располагаются несогласно по отношению к сланцеватости и пересекают ее. Морфологические типы птигматитовых мигматитов очень многообразны. Большая степень деформации жильного материала связана с тем, что в период складчатости он не был полностью консолидирован и основной причиной образования птигматитовой складчатости являлась деформация — сжатие вмещающих пород, происходящих параллельно простиранию жил.

Ветвистые и сетчатые мигматиты характеризуются наличием в субстрате ветвящихся жилок, однако, они не разделяют субстрат на отдельные блоки. Сетчатые мигматиты образуют сплошную сетку жилок, разделяющих субстрат на отдельные изолированные участки.

Глыбовые мигматиты (агматиты) характеризуются тем, что жильный материал внедряется по трещинам, разломам и располагается между глыбами субстрата, при этом возникают образования, морфологически сходные с эруптивными брекчиями. Гранитоидный материал в них является перемещенным и имеет состав, резко отличный от состава субстрата. Агматиты представляют собой узкие зоны, вытянутые на десятки километров, и образуются в зонах разломов глубинного заложения, формирование которых было одновременным с внедрением микроклиновых гранитов. Вещественный состав обломков разнообразен, они представлены различными гнейсами и амфиболитами, metabазитами и более древними гранитоидными породами типа плагиогранитов. Цементирующий материал оказывает активное метасоматическое воздействие на породы, слагающие обломки, особенно интенсивно изменяя слюдяные сланцы и гнейсы.

Теневые мигматиты (небулиты). В этом типе мигматитов стирается граница между материалом субстрата и жильным материалом. Границы между ними становятся неясными, с постепенными переходами. При этом происходит интенсивное метасоматическое изменение материала субстрата, от которого нередко остаются лишь неясно очерченные "тени", откуда и произошло название мигматитов. Теневые мигматиты приурочены к участкам наиболее сильной мигматизации и гранитизации. Часто наблюдается преобразование субстрата во вторичные граниты метасоматического генезиса. Среди этих гранитов иногда можно видеть расплывчатые участки субстрата со слоистой и плейчатой текстурами. Теневые мигматиты связаны постепенными переходами с мигматитами других типов и с гранитами метасоматического происхождения.

3.7.3. Палингенез и анатексис

В формировании пород палингенного и анатектического происхождения главная роль принадлежит частичному или полному плавлению пород в связи с их погружением под влиянием поднимающихся тепловых потоков или температурного воздействия глубоко залегающих магматических масс. Существенное значение при этом имеет также воздействие трансмагматических

флюидов, которые наряду с высокой температурой и давлением создают оптимальные условия для плавления горных пород. Частичное плавление известно под названием селективного плавления или дифференциального анатексиса.

Под п а л и н г е н е з о м, понимается частичное или полное расплавление пород, происходящее под влиянием тепла плутонических масс или под воздействием магматических эманаций. А н а т е к с и с рассматривается как высокотемпературный метаморфический процесс, который вызывает частичное или полное расплавление плутонических и других пород в связи с их опусканием в глубины Земли. В настоящее время экспериментально доказано, что окончательное расплавление пород (аргиллитов и граувакк) заканчивается при давлении паров воды в 2 кбар и при температуре около 800 °С.

Анатектиты представлены различными по составу образованиями, главное значение среди которых имеют гранитоидные породы умеренного кислого состава. За счет селективного плавления гнейсов, содержащих в своем составе кварцевополевошпатовый материал, возникают гранитоидные породы, обладающие рядом специфических особенностей, отличающих их от интрузивных образований. Палингенез метаморфизованных глин и граувакк – наиболее распространенных образований древних геосинклинальных областей – ведет к формированию "пестрых" по составу пород: среди них главное значение имеют плагиогранаты и кварцевые диориты (тоналиты).

Характерной чертой палингенных пород и анатектитов является наличие остатков недоплавленного субстрата или р е с т и т о в, сохраняющихся в виде участков, обогащенных темноцветными минералами. В составе пород, слагающих реститы, обычно присутствуют биотит, амфибол, иногда кордиерит, силлиманит, гранат, а также лейкократовые составные части гнейсов. Они имеют такситовую текстуру, обусловленную наличием шпирообразных участков темного цвета, резко выделяющихся на более светлом фоне гранитоидов.

При повышении температуры и степени метаморфизма до гранулитовой фации реститы расплавляются, породы гомогенизируются и приобретают более основной состав – до кварцевых диоритов и габбро-диоритов; вместо амфибола и биотита образуется высокожелезистый гиперстен, содержащий повышенное количество глинозема. Для палингенных пород, находящихся в условиях их "рождения", характерны близость с составом вмещающих пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации и ассоциация с мигматитами палингенного генезиса. В гео-

логическом отношении палингенные породы отличаются согласными, конформными формами залегания, а также химической и термальной пассивностью, обусловившей их слабое контактовое воздействие на вмещающие породы.

Перемещение возникшей гранитной магмы зависит не только от тектонической обстановки, но и от температуры расплава. При относительно низких температурах (600–700 °С) возможности перемещения расплава сильно ограничены вследствие того, что наступает кристаллизация анатектического расплава. Значительно перемещаются от места своего образования гранитные расплавы, перегретые до 960 °С и выше. Одним из следствий такого поведения гранитных расплавов являются часто наблюдаемые пересечения зон мигматитов амфиболитовой фации более поздними интрузивными гранитами, сформированными в условиях гранулитовой фации, т.е. в более глубоких и соответственно более "сухих" условиях.

3.8. Метасоматоз

Метасоматические процессы в отличие от собственно метаморфических, сопровождаются существенными изменениями химического состава исходных пород. Они протекают при активном участии гидротермальных и пневмолитовых растворов, имеющих в большинстве случаев генетическую связь с магматической и постмагматической деятельностью. Пути их проникновения являются тектонически ослабленные зоны и участки, к которым приурочена наиболее активная циркуляция растворов – фильтрационная миграция. Кроме того, метасоматическое изменение пород часто связано с диффузией вещества, приводящего к взаимному изменению химического состава контактирующих горных пород – **б и м е т а с о м а т о з у**.

Метасоматоз может развиваться в различной геологической обстановке и сопровождать все выше рассмотренные метаморфические процессы. Наиболее широко развиты метасоматиты, связанные с автометаморфизмом, контактовым, региональным (метаморфизмом) и ультраметаморфизмом. При этом возникают близкие по составу породы, отражающие общность их формирования. Среди метасоматитов известны породы, весьма различные по вещественному составу и структурно-текстурным особенностям, но несмотря на многообразие этих пород они имеют следующие общие особенности. По данным Г.М.Саранчиной и Н.Ф.Шинкарева (1973) их размещение контролируется структурными факторами, например, породы контактово-метасоматического метаморфизма могут нахо-

даться на значительном удалении от контакта, но их пространственная локализация всегда определяется тектоническими условиями:

- в метасоматитах широко развиты процессы замещения одних минералов другими, что обуславливает образование коррозионных структур;

- часто образуется метасоматическая зональность, выражающаяся в постепенном уменьшении количества минералов, вплоть до образования анхимоминеральных пород в участках наиболее интенсивно проявленного метасоматоза;

- многие метасоматиты характеризуются специфической рудоносностью и являются коллекторами рудных нерудных полезных ископаемых. Последнее обстоятельство придает особенно важное значение изучению метасоматических процессов, так как метасоматиты издавна использовались в качестве критерия для поисков месторождений полезных ископаемых.

По мнению Д.С.Коржинского, процессы магматизма, метаморфизма, метасоматоза и оруденения находятся между собой в тесной связи. Источником растворов, служащих причиной метасоматических и гидротермальных процессов, являются глубинные магматические очаги. После кристаллизации магматических тел и постепенного их охлаждения легкоплавкие компоненты сначала в виде пневмолитовых, а затем в виде гидротермальных растворов, содержащих в растворенном состоянии металлы, мигрируют как внутри интрузивных тел, так и во вмещающих породах и служат источником как рудных месторождений, так и метасоматических процессов. Гидротермальные процессы на различных глубинах происходят при различной температуре и вследствие метасоматической зональности одни и те же растворы будут производить различные замещения с привнесением и выносом различных химических элементов. Водные растворы содержат серу, фтор, хлор, бор и т.д. и имеют кислый характер, но при циркуляции в порах и трещинах горных пород в результате взаимодействия растворов с минералами они постепенно становятся сначала нейтральными, а затем щелочными. При прослеживании дальнейшей судьбы растворов выясняется, что в постмагматическом периоде первоначально щелочные растворы опять становятся кислыми.

Как показали исследования А.А.Маркушева (1972, 1973), метасоматические процессы осуществляются в широком диапазоне кислотно-щелочных условий и их кислотно-щелочным режимом в основном определяются специфические черты образующихся метасоматических пород, а

также характер связанного с ними оруденения. Рудные металлы, обладающие сходными кислотно-щелочными свойствами в условиях данного метасоматического процесса, проявляют тенденцию к совместному накоплению, поэтому возникают устойчивые парагенезисы рудных минералов.

Ниже приводятся наиболее распространенные минеральные ассоциации, возникающие в результате привноса щелочей и др. катионов в измененные зоны, сопровождающие минеральные месторождения.

Натриевый метасоматоз: альбит, парагонит и щелочные амфиболы, например, рибекит.

Калиевый метасоматоз: развитие серицита и биотита; для некоторых месторождений характерны ортоклаз и адуляр.

Известковый метасоматоз: образование кальцита и эпидота, небольшие количества апатита и сфена.

Магнезиальный метасоматоз: доломитизация, развитие биотита, образование богатых магнием глинистых минералов.

Железистый метасоматоз: развитие окислов железа, сульфидов (пирита, марказита и пирротина), хлорита, железосодержащих глинистых минералов, карбонатов, турмалина.

Марганцовистый метасоматоз: образование марганцовых карбонатов и силикатов.

Кремнеземистый метасоматоз: главным образом проявляется в окварцевании и окремнении, а также в образовании силикатов.

Бариевый и стронцевый метасоматоз: появление барита, стронцианита, витерита, целестина.

Фтористый метасоматоз: образование флюорита, небольших количеств апатита, флогопита, топаза.

Хлорный метасоматоз: развитие апатита, содалита, канкринита.

Борный метасоматоз: местное развитие обильного турмалина.

Фосфорный метасоматоз: появление апатита.

Сульфатный метасоматоз: появление барита, целестина, алунита и ангидрита.

Серный метасоматоз: развитие сульфидов - пирита, пирротина и др.

Разделение метасоматических процессов в строгом соответствии с геологическими условиями формирования метасоматитов при контакто-вом и автометаморфизме в большинстве случаев очень затруднительно. Например, грейзены относятся к группе метасоматитов, возникающих при автометаморфизме, а между тем известно, что грейзены могут возникать также в условиях контактово-метасоматического метаморфизма;

скарны относятся к контактово-метасоматическим породам, а между тем они не всегда приурочены к непосредственным контактам карбонатных пород с интрузивными. Кроме того, имеются метасоматиты, происхождение которых не совсем ясно или истолковывается по разному. Ниже приведена краткая характеристика наиболее широко встречающихся метасоматических процессов.

С к а р н ы. Скарнами называются породы, состоящие из граната, моноклинного пироксена и некоторых других известково-железистых силикатов, образующихся при метасоматозе известняков и в меньшей степени из силикатных пород. Гранат в скарнах относится к ряду грюссляр - андрадит, пироксен к ряду диопсид - геденбергит.

В большинстве случаев скарны образуются на контакте карбонатных пород с интрузиями гранитов и гранитоидов в условиях умеренных глубин. Реже скарнообразование имеет генетическую связь с кварцевыми диоритами, щелочными сиенитами, граносиенитами, моноцитами (Урал, Кузнецкий Алатау) и исключительно редко с траппами (Восточная Сибирь). Скарны могут располагаться как в непосредственном контакте с интрузиями, так и в значительном удалении от него. Их развитие приурочено к трещиноватым участкам, к зонам разломов, сбросов, поверхностей стратификации. При биметасоматозе рост скарновых минералов происходит как за счет карбонатных, так и за счет магматических пород, которые соответственно называются **э к з о - и э н д о с к а р н а м и**. Довольно часто граница между экзо- и эндоскарнами выражена неясно, расплывчато.

Формы залежей скарнов разнообразны - пластовые и пластообразные, линзы, гнезда, столбы, трубы, метасоматические жилы. Размеры скарновых тел обычно небольшие, но в редких случаях достигают до 2,5 км в длину при мощности до 200 м. Скарны следует отличать от скарнированных пород, которые имеют реликтовые структуры и в них сохраняются минералы первичных пород.

Обычны многостадийность процессов скарнообразования и замещение одних минералов другими. Главнейшими стадиями скарнообразования являются собственно скарновая стадия минерализации и кварцево-сульфидная, которые отмечаются для всех скарновых месторождений. Соответственно им выделяются высокотемпературные скарны (800-500 °С) и низкотемпературные (400-200 °С).

Помимо граната и пироксена, главными минералами высокотемпературных скарнов являются волластонит, авгит и хондродит, скаполиты, везувиан, форстерит, флюорит, топаз и ряд др., а также рудные минералы - магнетит, шеелит, касситерит, молибденит.

Для низкотемпературных скарнов характерны эпидот, амфиболы, кварц, кальцит, хлорит, серицит и рудные минералы, представленные сульфидами – калькопиритом, пиритом, пирротинном, галенитом, арсенопиритом, кобальтином. Часто наблюдается замещение минералов высокотемпературных скарнов минералами кварцево-сульфидной стадии минералообразования.

Различие минерального состава и структурно-текстурных особенностей обуславливает крайнее разнообразие внешнего вида скарнов. Они могут быть представлены то темными крупнозернистыми породами, богатыми черным гранатом, то плотными темно-зелеными разновидностями, существенно состоящими из геденбергита. При метасоматозе нечистых доломитов и магнезиальных известняков наряду с образованием минералов группы гумита-хондродита и скаполитов происходит интенсивное обогащение скарнов флогопитом.

Структуры и текстуры в скарнах в начальной стадии преобразования возникают различные типы кристаллобластических структур, особенно в гранат-пироксеновых скарнах; на промежуточных стадиях можно наблюдать развитие коррозионных структур.

Изучение скарнов имеет промышленный интерес, так как с ними связано большое количество рудных месторождений железа (Югославия, Урал, Восточная Сибирь, Алданский шит), железа, свинца, и цинка (Норвегия), меди (Мексика, США), вольфрама и олова (США, Средняя Азия, Казахстан, Кавказ, Забайкалье и др.).

Скарны являются продуктами контактово-метасоматического, в меньшей степени автосоматического процессов. Они образуются преимущественно за счет метасоматического изменения карбонатных пород известняков, доломитов, мергелей, известково-силикатных пород роговиков. Скарнирование вдоль тектонических трещин в магматических телах, образование скарновых месторождений штокверкового типа и другие особенности позволяют связывать скарны с постмагматической деятельностью.

Г р е й з е н ы и г р е й з е н и з и р о в а н н ы е п о р о д ы. Процессы грейзенизации проявляются при формировании гранитных массивов ультракислого состава – аляскитов, аплитов, гранит-порфиров.

Образование грейзенов может быть связано как с автосоматическими превращениями в магматических породах, так и с аддитивным контактовым метаморфизмом филлитов кристаллических сланцев и гнейсов. Реже грейзенизация имеет место в гранодиоритах, диоритах, песчаниках и кварцитах.

В минеральном отношении грейзены представляют собой лейкократовые породы, содержащие в качестве существенных минералов кварц, мусковит, лепидолит, турмалин, топаз, флюорит, апатит, аксинит, данбургит и др. Среди рудных минералов главное значение имеют касситерит и вольфрамит, развиты также шеелит, магнетит, гематит, пирит, молибденит, арсенопирит, халькопирит, висмутин, сфалкрит, галенит, стантин. Содержание указанных минералов варьирует в широких пределах и изменяется часто в одном шлифе или штуфе. Для грейзенов, образовавшихся в автометаморфическую стадию минерализации за счет изменения гранитоидных пород, характерно развитие кварцево-турмалиновой, кварцево-топазовой, кварцево-флюоритовой и кварцево-мусковитовой фаций.

Следует отличать грейзены от грейзенизированных пород. В первых процессы изменения чрезвычайно интенсивны, порода приобрела метаморфическую структуру и в ней полностью исчезли первичные минералы исходных пород. Для грейзенизированных пород характерна реликтовая, обычно бластогранитовая структура со следами замещения первичных минералов автоморфическими. Можно наблюдать все стадии этого процесса от появления чешуек слюды, мелких выделений топаза и турмалина в полевых шпатах до полного их замещения этими минералами. При этом выделяется кремнекислота, обуславливающая интенсивное окварцевание породы. В текстурном отношении грейзены отличаются пористостью, иногда даже кавернозностью. Структуры характеризуются наличием псевдоморфоз и гломеробластических скоплений кварца и др. минералов.

Форма залегания грейзенов крайне разнообразна. Они могут быть приурочены к апикальным частям интрузивных тел и локализоваться вдоль единичных трещин или сети трещин. Иногда они образуют неправильной формы тела с причудливыми очертаниями. Вокруг трещин, являющихся путями циркуляции постмагматических растворов, отмечается зональность, обусловленная сменой различных фаций, грейзенов в порядке возрастания интенсивности грейзенизации; грейзенизированная порода - кварцево-мусковитовый грейзен - кварцево-флюоритовый грейзен - кварцево-топазовый грейзен - кварцево-турмалиновый грейзен. К своеобразным процессам грейзенизации относится привнос бора и фтора, в результате чего формируются породы, обогащенные аксинитом, датолитом, людвигитом и др.

Грейзены и грейзенизированные породы представляют большой промышленный интерес, с ними связано образование месторождений важных полезных ископаемых. Среди грейзеновых рудных месторождений выделя-

ются два главных типа: несulfидный тип вольфрамито-касситеритового оруденения; sulfидный тип, с которым связаны месторождения sulfидов меди, мышьяка, молибдена, цинка, свинца и др. На долю первых приходится 63% месторождений, на долю вторых - 37%.

В т о р и ч н ы е к в а р ц и т ы. Вторичные кварциты - плотные породы преимущественно кварцево-серицитового состава, являющиеся низкотемпературными аналогами более глубинных грейзенов. Они развиваются в результате приконтактового выщелачивания вдоль контактов субвулканических интрузий гранитоидов и их порфировых разновидностей. Выщелачиванию подвергаются как краевые части интрузии, так и вмещающие породы - преимущественно туфы и отчасти покровы пород кислого и реже среднего состава. Продукты преобразования гранит-порфиров, кварцевых порфиров и аплитовидных гранитов получили название березитов.

Главными минералами вторичных кварцитов, наряду с кварцем и серицитом, являются алунит, каолинит, андалузит, диаспор, пирофиллит. Второстепенные минералы, содержание которых может сильно варьировать, представлены корундом, джуртьеритом, топазом, цуниитом, турмалином, лазулитом, рутилом, гематитом, пиритом и sulfидами меди, свинца и цинка с примесью золота, серебра и др.

По преобладанию тех или иных минералов во вторичных кварцитах выделяются минеральные фации, часто располагающиеся закономерно. Непосредственно около зоны циркуляции растворов образуются корундовые и андалузитовые кварциты, сменяющиеся к периферии диаспоровыми, алунитовыми, каолинитовыми, пирофиллитовыми и серицитовыми. Две последние разновидности вторичных кварцитов представляют собой наименее измененные породы; для них характерны реликтовые структуры с остатками порфирового или вулканокластического строения. При этом сохраняются только порфировые выделения кварца, в то время как основная масса, полевые шпаты и цветные минералы вкрапленников изменены в серицит, пирофиллит, алунит, хлорит. В заключительные стадии преобразования черты исходного материала полностью стираются и породы приобретают кристаллобластическую структуру; в них увеличивается размер зерен и текстура становится однородной, например, в андалузитовых и корундовых вторичных кварцитах.

Формирование корундовых, андалузитовых и диаспоровых фаций вторичных кварцитов происходит при температуре 300-400 °C и в наиболее кислой среде. Образование алунитовых и каолинитовых разновидностей осуществляется при температуре ниже 300 °C и связано с воз-

действием паров воды и серной кислоты. Более низкотемпературный период характеризуется изменением состава растворов и снижением их кислотности; главным реагентом являются углекислые растворы и в этих условиях формируются серицитовые вторичные кварциты.

Вторичные кварциты содержат многочисленные месторождения рудных и нерудных полезных ископаемых. Они являются нередко высокоглиноземистым сырьем (алюмокварциты) месторождений алунита, пирофиллита, каолинита, андалузита, диаспора, корунда, джумортьерита. К числу таких месторождений, имеющих большие запасы корунда и андалузита, принадлежат некоторые месторождения в Казахстане, на Алтае, в Салаире и других местах.

Среди рудных месторождений известны медные, полиметаллические, золото-серебряные, сурьмяно-мышьяковые и теллурические. К числу таких месторождений относятся известные месторождения на Урале (медноколчеданные), в Казахстане (медно-порфировые) и др.

Щелочной метасоматоз. Щелочи, входящие в состав минералов, в том числе и в состав силикатов, относительно хорошо растворяются в воде, поэтому щелочной метасоматоз широко развивается как при метаморфизме силикатных пород, так и на последних этапах эволюции магматических горных пород. Щелочной метасоматоз широко развивается как при метаморфизме силикатных пород, так и на последних этапах эволюции магматических горных пород. Щелочной метасоматоз может проявляться частично на отдельных минералах, реже он приводит к полному преобразованию породы, в результате чего возникают метасоматиты. Явления частичного метасоматоза выражаются в формировании мirmekитов, в замещении щелочных полевых шпатов шахматным альбитом (с микроклиновой решеткой) и т.д.

Типичными контактово-метасоматическими породами, возникающими при приносе натрия за счет пелитовых пород, является группа адинолов - спилзитов - десмозитов. Интрузивные породы, в контакте с которыми они образуются, представлены долеритами, диабазами и габбро, подвергавшимися альбитизации. Причиной метасоматических изменений служат постмагматические гидротермальные растворы, проникающие в интрузии.

Адинолы - очень мелкозернистые породы, реже встречаются среднезернистые и даже грубозернистые. Нередко адинолы имеют плотную, узловатую текстуру. Минералогический состав адинолов: хлорит, серицит, альбит, кварц, кальцит. Альбит слагает отдельные участки, узлы или иногда в виде агрегатов зерен образует сферолиты. При по-

степенном преобразовании глинистых сланцев в адинолы сначала сохраняется реликтовая текстура сланцев, затем возникает узловатая текстура. Такие узловатые сланцы, обогащенные в узлах альбитом, носят название спилозитов. Узлы сложены альбитом, хлоритом и кварцем, окружающая масса – главным образом серициты. В адинолах узлы становятся существенно альбитовыми, порода интенсивнее перекристаллизована и превращена в агрегат мелких зерен кварца, альбита, актинолита, хлорита и др. минералов. Кроме адинолов и спелозитов, различают еще десмозиты, для которых типична тонкополосчатая текстура, а изменения приурочены только к определенным прослоям.

Щелочной метасоматоз на контактах с нефелиновыми сиенитами приводит к образованию щелочных метасоматитов – фенитов (лестиваритов) и твейтозитов. Фенит по своему составу отвечает лейкократовому щелочному сиениту и состоит на 70–90% из полевых шпатов – альбита и калиевого полевого шпата; подчиненное значение имеют цветные минералы – эгирин или эгирин-авгит, щелочные амфиболы, сфен, апатит. Макроскопические фениты – светлые породы, напоминающие по внешнему виду сливные кварциты. В большинстве фениты представляют окончательные продукты контактово-метасоматического изменения гнейсов и гнейсо-гранитов. По особенностям минералогического состава выделяются кварцевые и нефелиновые фениты.

Т в е й т о з и т ы отличаются от фенитов преобладанием цветных минералов и меланократовым обликом. Они развиваются на контактах нефелиновых сиенитов с авгитом порфиритами, эссекситами и туфогенными сланцами и представлены нормальными или нефелиновыми твейтозитами. По минералогическому и химическому составу нормальные и нефелиновые твейтозиты приближаются соответственно к меланократовым сиенитам и меланократовым нефелиновым сиенитам и мельтейгитам.

К а р б о н а т и т ы. Редкометалльные карбонатиты, связанные с комплексом щелочно-ультраосновных пород платформенного типа, занимают особое положение среди магматических и метасоматических образований и имеют гетерогенную природу. Карбонатиты Карело-Кольской щелочно-ультраосновной провинции (Кухаренко и др., 1965) являются продуктами метасоматических процессов завершающего постмагматического этапа формирования массивов. Они образуют жилы, гнезда, линзы и штокверки. Источником высокоуглекислых растворов явились ийолит-мельтейгитовые расплавы, испытывающие сложную дифференциацию. Необходимые для построения карбонатов кальций, магний и железо выщелачиваются из ультраосновных пород первых фаз формирования щелочно-ультраосновных массивов.

Карбонатиты Гулинской интрузии Маймеча-Котуйской провинции (Бу-такова, Егоров, 1962) образуют массивы, сложенные разновозрастными телами с резкими границами и автономной внутренней структурой. Формирование их происходило путем выполнения пространства расплавом - раствором или пластичным кристаллическим агрегатом. В процессе внедрения и после него карбонатиты подвергались воздействию метасоматических растворов с образованием магнетито-апатитовых руд и кристаллизацией минералов-примесей.

В процессе автометаморфической метасоматической переработки карбонатитов выделяются высокотемпературные (450-300 °С) и низкотемпературные (ниже 300 °С) стадии минерализации. Минеральная ассоциация высокотемпературной стадии представлена кальцитом, доломитом, апатитом, тремолитом, флогопитом, пирохлором, магнетитом, бадделеитом, циркелитом. Низкотемпературные карбонатиты имеют преимущественно анкерит-кальцит-доломитовый, кальцит-сидерит-доломитовый и сидерит-доломитовый состав с примесью барита, стронцианита и кварца. Структура карбонатитов обычно гранобластовая, текстура массивная.

Зеленокаменные породы и пропилиты. Зеленокаменные породы - это разнообразные по составу туфы и магматические породы как эффузивные, так и интрузивные преимущественно среднего и основного состава, для которых типичны такие минералы, как хлорит, эпидот и актинолит, придающие измененным породам зеленый цвет. Для зеленокаменных пород типична как массивная, так и грубо-сланцеватая текстура, чем они отличаются от тонко рассланцованных зеленых сланцев. Одной из форм зеленокаменных изменений является пропилитизация, сопровождаемая кристаллизацией пирита за счет интенсивного привноса серы. Основным отличием зеленокаменных пород от собственно пропилитов является полное отсутствие в их составе ортоклаза.

Широко распространенный процесс серпентинизации ультраосновных существенно оливиновых пород чаще всего носит региональный характер и связан с аллохимическими преобразованиями ультрабазитов под воздействием гидротерм более молодых, обычно гранитоидных интрузий. Помимо минералов группы серпентина и обогащенности хризотилл-асбестом, для серпентинитов характерно постоянное присутствие карбонатов и магнетита, а также хромита, талька, актинолита, тремолита, брусита, кварца и халцедона. Серпентинизация происходит в интервале температур 200-400 °С. При более низкой температуре осуществляется постепен-

ное превращение серпентинитов в листвениты – карбонат–кварцевые пиритизированные породы с примесью фуксита, хлорита, серицита и др., часто золотоносные и имеющие большой промышленный интерес.

Пропилитизация представляет собой процесс гидротермального изменения вулканогенных пород преимущественно основного и среднего состава. Пропилиты являются сравнительно мелкозернистыми породами, характеризующимися реликтовыми структурами и текстурами. В них постоянно можно видеть остатки микролитовой структуры основной массы, контуры порфиритовых вкрапленников и миндалин, следы флюидальности. Лишь при наиболее интенсивной переработке возникает кристаллобластическая – мелкочешуйчатая, фибробластическая или порфиробластическая структура.

Характерными минералами пропилитов являются эпидот, альбит, уралит, хлорит, серицит, разнообразные карбонаты, цеолиты, сульфиды, сульфаты, иногда адуляр и кварц, а также пренит, пумпеллит и алунит. По минеральному составу и внешнему виду пропилиты сходны с зеленокаменными породами типа метабазитов и спилитов и отличаются от них присутствием цеолитов, сульфатов и адуляра. В условиях локального метасоматоза пропилиты сопровождают вторичные кварциты, являясь их промежуточными, более низкотемпературными образованиями.

Процессы пропилитизации происходят на небольшой глубине (до 800 м) и при температуре до 200 °С, что обуславливает особенности их минерального состава – развитие адуляра, цеолитов, ангидрита и др. С пропилитами генетически связаны месторождения золота; серебра, свинца, цинка, меди, сурьмы, ртути, а также олова и вольфрама (Хинган, Урал, Средняя Азия, Карпаты, Япония).

М е т а с о м а т о з ж е л е з и с т ы х к в а р ц и т о в. Железистые кварциты (джеспиллиты) пользуются широким распространением среди регионально метаморфизованных толщ докембрия (Кривой Рог, КМА, Байкало–Патомское нагорье и т.п.) и в них развиты разнообразные метасоматические процессы. В соответствии с залеганием железистых кварцитов в виде вытянутых узких и длинных полос метасоматиты различного состава слагают узкие полосы, вытянутые вдоль простирания толщ джеспиллитов и прослеживающиеся на большие расстояния (более километра).

К числу метасоматических процессов в джеспиллитах относятся: образование магнетитовых руд; эгиринизация; ребикитизация; альбитизация; железисто–карбонатный метасоматоз; окварцевание. В случаях

интенсивного проявления метасоматоза возникают мономинеральные породы – альбититы, эгирины, магнетитовые руды и др.

Довольно часто наблюдается наложение одних видов метасоматоза на другие, например, развитие эгириновых пород при замещении железистых кварцитов. Эгирин развивается при метасоматическом замещении кварца, магнетита, куммингтонита. В других случаях рудный метасоматоз следует после эгиринизации, агрегаты зерен магнетита замещают все минералы, в том числе и эгирин.

Рибекитизация – широко распространенный процесс замещения амфиболов грюнерит–куммингтонитового ряда щелочным амфиболом – рибекитом, иногда совместно с эгирином. Альбитизация в толщах железистых кварцитов выражается в замещении альбитом различных горных пород – хлорит–биотитовых и амфибол–биотитовых сланцев, железистых кварцитов, рибекит–эгириновых пород, мигматитов.

Процессы железисто–карбонатного метасоматоза развиваются преимущественно в амфибол–биотитовых и амфибол–магнетитовых сланцах. Карбонаты представлены сидеритом, анкеритом, доломитом и кальцитом, которыми замещаются куммингтонит, грюнерит, рибекит, эгирин и кварц.

Г р а н и т и з а ц и я. Процесс гранитизации связан с высокотемпературным калиево–кремниевым метасоматозом и особенно широко развит среди докембрийских образований. При гранитизации наблюдаются последовательное замещение одних минералов другими и закономерная смена химизма изменяемых пород. Физико–химическая направленность процесса гранитизации выражается в увеличении в породах щелочей и выносе магния, кальция и железа. Породы различного состава и строения подвергаются гранитизации в неодинаковой степени; при прочих равных условиях гранитизация проявляется более интенсивно в сланцеватых породах, чем в субстрате однородного строения.

Метасоматическая гранитизация различных по составу пород происходит до образования магмы гранитоидного состава при анатексисе. Минералогически гранитизация в начальные стадии развития выражается в проявлении межгранулярных жилок решетчатого микроклина, антипертитовых вростков в плагиоклазе и росте порфиробластов; наряду с этим наблюдается разрушение таких минералов, как оливин, пироксен, гранат; ставролит, дистен и др. Они замещаются биотитом, микроклином и кварцем. В кульминационную стадию гранитизации породы приобретают состав, близкий к гранито–гнейсам и обогащенным микроклином гранитам. Гранитизированные породы ассоциируют с артеритами и агма-

титами. В них наблюдаются теневые текстуры и своеобразные структуры, свойственные метасоматическим породам — структура замещения.

Пегматиты. Для высокотемпературных зон метаморфизма (ультраметаморфизма) типично широкое развитие пегматитов. Многие районы развития докембрийских толщ, подвергшихся ультраметаморфизму, содержат ценнейшие месторождения слюды, керамического сырья и других полезных ископаемых, заключенных в пегматитах. Примерами могут служить месторождения Кольского полуострова, Беломорья, Прибайкалья и др.

Морфология пегматитовых тел чрезвычайно разнообразна. Пегматиты слагают жилы, секущие различные породы и имеющие широкое распространение в зонах ультраметаморфизма. Еще более широкое распространение имеют линзы и гнезда пегматитов различных размеров, залегающие согласно и несогласно по отношению к структуре мигматитов. Нередко гнезда пегматитов располагаются между будинами (линзами, блоками) мигматитов, которые в свою очередь, ориентированы параллельно оси "В" складчатости.

Пегматиты выполняют также тектонические нарушения в полосчатых гнейсах и мигматитах, а рассланцованные и перетертые гнейсы в флексуарах замещаются массивными пегматитами.

Кристаллизация пегматитов в зонах ультраметаморфизма происходит не из пегматитовой расплава, а в результате перекристаллизации аплитов и гранитов, что подтверждается отсутствием корней у пегматитовых гнезд, выполняющих межбудинные пространства в мигматитах. Пегматиты возникают только внутри пород, условия формирования которых (температура и давление) одинаковы или близки к условиям формирования пегматитов, а их минералогический состав соответствует составу минералов вмещающих пород.

В отличие от гранитизации процессы кристаллизации пегматитов происходят в более широких интервалах времени, вследствие чего в пегматитах нередко наблюдаются следы более поздних, интенсивных постмагматических процессов метасоматоза, что, в частности, приводит к кристаллизации слюды по трещинам в пегматитах. С такими постмагматическими процессами связано образование кварцевых жил. В пегматитах очень интенсивно выражены процессы перекристаллизации и метасоматического роста различных минералов — метакристаллов, часто обладающих зональным строением.

Гидротермальные жилы. Гидротермальные жилы сильно варьируют как по составу, так и структуре слагающих их агре-

гатов. Наиболее часто в них встречаются кварц и карбонаты. Из других первичных минералов в жилах присутствуют полевые шпаты (альбит, ортоклаз, адуляр), барит, ангидрит, гипс, флюорит, турмалин, серицит, топаз и многочисленные сульфиды, из которых наиболее часто встречаются пирит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, тетраэдр и теннантит.

В некоторых случаях жилы — это простые минеральные тела, сложенные почти нацело одним минералом; чаще жилы состоят из последовательных слоев, сложенных различными минералами. В некоторых жилах основная масса представлена тонкозернистым агрегатом кварца и полевого шпата или кварца и светлой слюды, возникшей при изменении полевого шпата. Иногда наблюдаются постепенные переходы жильного материала через микропегматит к боковым породам. Для жильных минералов характерны газовой-жидкие включения.

По размерам жилы колеблются от микроскопических прожилок до гигантских жильных тел. Некоторые жилы имеют сложное строение и состоят из серии прожилок, составляющих жильную зону или штокверк из беспорядочно пересекающихся жил. Жилы, образовавшиеся на относительно небольшой глубине, содержат значительное количество пустот, часто обладают неправильной формой и обычно характеризуются относительно мелкими, но часто очень богатыми карманами и штоками. Для них характерны гребенчатые текстуры роста жильных минералов от стенок трещин. Жилы, формировавшиеся на большой глубине, крупнее и выдержаннее, часто в них наблюдается полосчатость, рудные и нерудные минералы имеют более простой состав. Для еще более глубинных жил типичен таклаз.

Во многих рудных жилах сульфиды располагаются в междузерновом пространстве нерудного выполнения и секущих его трещинках, что свидетельствует о разрыве во времени между кристаллизацией нерудных и рудных минералов. Как правило, кварц в жилах представлен несколькими генерациями; прожилки позднего крупнозернистого кварца отличаются своей белой окраской. Ранний кварц имеет серую, черную, зеленоватую и голубовато-серую окраску и несет признаки деформации.

Вкрапленные руды. Минералы вкрапленных руд многочисленны и имеют простой состав. Для медных, свинцовых и цинковых месторождений наиболее характерны халькопирит, галенит и сфалерит, которые обычно сопровождаются пиритом и пирротинном. Гораздо более сложный состав имеют окисленные и обогащенные руды.

Резкие границы между скоплениями вкрапленных и массивных руд и жильными рудными телами отсутствуют. Некоторые рудные жилы сопровождаются вкрапленной минерализацией в боковых породах. Вкрапленные руды локализуются в породах с повышенной трещиноватостью и сульфидная минерализация образует выполнение трещин, а также вкрапленность во вмещающих породах. В большинстве месторождений вкрапленных руд свинца и цинка присутствуют прожилки галенита и сфалерита, иногда практически мономинеральные, иногда в ассоциации с карбонатами и др. нерудными минералами. В некоторых случаях вкрапленные руды постепенно переходят в местные тела сплошных руд или образуют оторочки более крупных тел сплошных руд.

Некоторые рудные месторождения располагаются в гнейсах и связанных с ними пегматитах. В зонах вкрапленных руд зерна сульфидов располагаются в интерстициях между зернами кварца, полевых шпатов и др. минералов. В участках с преобладанием сульфидов кварц и др. нерудные минералы встречаются в рудных минералах в качестве включений. Гидротермальные рудные месторождения локализуются также в метаморфических и кристаллических сланцах и кварцитах. В этих случаях рудные тела бывают представлены скоплениями вкрапленных руд, прожилками и сплошными рудами.

Для правильного решения вопроса об источниках минерализации и физико-химических условий рудообразования необходимо обязательное изучение парагенетических соотношений минералов, которые выявляются при исследовании структур руд. При этом особо важное значение имеет строгий учет критериев последовательности образования и замещения минералов.

3.9. Диагностика метаморфических пород

При петрографических исследованиях метаморфических пород необходимо прежде всего сделать макроскопическое описание ее внешнего вида, отметить структурно-текстурные особенности, зернистость, геологическое положение — состав окружающих пород, взаимоотношения с ними и т.д. Разнообразие структур и особенно минеральных парагенезисов в метаморфических породах затрудняет выявление четкой последовательности их определения и позволяет дать только некоторые рекомендации.

Прежде всего следует макроскопически определить текстуру породы и соответственно отнести ее к сланцеватым (гнейсовидным) или мас-

сивным (однородным). Затем следует установить структуру породы. Для пород с гнейсовидной (сланцеватой) текстурой структура может быть кристаллобластической (лепидобластической, нематобластической, порфиробластической и т.д.) или милонитовой, реже порфирокластической. В случае кристаллобластической структуры дальнейшее определение породы осуществляется по минеральному составу, учитывая размер зерен. Сюда относятся гнейсы и сланцы. В их наименовании темные минералы перечисляются по увеличению их содержания. Например, в дистен-гранат-биотитовом гнейсе, кроме полевых шпатов и кварца (в названии породы их не включают), присутствуют гранат, дистен, биотит, причем меньше всего дистена, больше граната и еще больше биотита. Иногда сланцы, содержащие амфиболы и хлорит, называются кварц-амфиболитовыми или кварц-хлоритовыми. Это связано с тем, что такие минералы, как хлорит, амфибол, серпентин, тальк, иногда слагают мономинеральные и не содержащие кварца породы, которые называются хлоритовыми, амфиболитовыми, тальковыми и серпентиновыми сланцами.

При милонитовой или порфирокластической структуре определяются состав, степень катаклаза и называют породу милонитовой (или катаклазитом) по граниту, милонитом по песчанику и т.д. При изучении таких пород необходимо обращать внимание на новообразования в раздробленной массе или по трещинам в порфирокластах, свидетельствующие о явлениях перекристаллизации; породы соответственно называются бластомилонитами, бластокатаклазитами и т.д.

Для пород с массивной текстурой структура может быть кристаллобластической, метасоматической, реликтовой. В случае средне- или крупнозернистой кристаллобластической структуры (чаще гранобластовая, реже пойкилобластическая и др.) название породы определяется ее минеральным составом. Такими породами могут быть кварциты, амфиболиты, мраморы, кальциферы, эпидозиты и др. Все они преимущественно мономинеральные. Сюда же относятся грейзены и скарны, в которых замещение и перекристаллизация проявились настолько интенсивно, что с огромным трудом устанавливаются структуры замещения.

При изучении роговиков, особенно богатых биотитом, необходимо **внимательно просматривать штуфы, так как шлиф может оказаться изготовленным по сланцеватости породы и биотитовый сланец будет определен как роговик.** Для известковых роговиков необходимо внимательно изучить структуру, чтобы не пропустить явления замещения.

В случае метасоматической (коррозионной) структуры дается описание взаимоотношений минералов. Название пород определяется их составом – грейзены, скарны, вторичные кварциты, фениты и т.д. Если в породе выявляется реликтовая структура, то прежде всего по характеру этой структуры породу относят к осадочным, магматическим или реже метаморфическим. Затем определяют минеральный состав породы и дают ей соответствующее название, например, полимиктовый метапесчаник, метагаббро, метадиорит, пара- или ортоамфиболит и т.д.

3.9.1. Петрографическое описание метаморфических пород

Петрографическое изучение метаморфических пород проводится по следующей последовательности:

1. Название породы.
2. Структура (определяется название структуры, дается ее описание).
3. Текстура (определяется название ее по штуфам).
4. Определяется минеральный с разделением на главные, второстепенные, акцессорные, первичные, вторичные; указывается их процентное содержание.
5. Производится описание каждого минерала (отмечается форма минералов, в том числе акцессорных, наличие включений и характер их расположения, соотношение минералов друг с другом; особое внимание обращается на явления метасоматических замещений – замещение одних минералов другими; константы приводят в принятой последовательности, для главных минералов константы определяются на федоровском столике и иммерсионным методом, для установления их состава – железистость биотитов, граната, амфибола, пироксена и т.п.).
6. Для пород с порфиробластической структурой описание начинается с порфиробластов, а затем составляется описание промежуточной ткани.

Нередко при изучении метаморфических пород некоторые из них не поддаются описанию по стандартному плану. Особенно это относится к породам, возникающим при катакластическом метаморфизме, скарнам, претерпевшим полиметаморфизм и т.п. В таких случаях описание метаморфических пород составляется со спецификой данной породы. Для катаклазированных и милонитизированных пород сначала описывают сохранившиеся от катаклаза реликты, а затем промежуточную ткань. Одновременно обращают внимание на новообразования. При изучении скарнов необходимо просмотреть ряд шлифов, чтобы выяснить последовательность –

ность (этапность) замещения. Описание начинают с более ранних минералов. В случае установления реликтовой структуры магматических пород по формам развития и составу вторичных минералов определяют первичные минералы. При установлении реликтовой структуры осадочных пород сначала изучают кластический (обломочный) материал, затем продукты раскристаллизации цемента и новообразования.

3.9.2. Примеры описания метаморфических пород

Описание метаморфических пород заимствовано у Р.Н.Кочуровой (1977) с незначительными дополнениями автора.

Шлиф № 320

Название породы. Скаполит-пироксен-гранатовый скарн.

Структура. Гранобластическая, на отдельных участках наблюдается структура замещения.

Текстура. Массивная.

Минеральный состав

Главные:	Второстепенные:	Акцессорные:
Гранат - 35%	Кварц	Сфен
Пироксен - 30%	Амфибол	Апатит
Скаполит - 25%	Хлорит: 10%	Магнетит
	Кальцит	

Вторичные: хлорит, карбонат.

Гранат образует выделения изометричной формы, встречаются зерна с неправильными очертаниями. Размер зерен варьирует от 1 до 3 мм. Хорошо ограниченные кристаллы имеют отчетливую штриховку. У граната наблюдается зональность, выраженная различной окраской; бесцветные участки зональны, анизотропны и обладают слабым двуупределением, а окрашенные участки изотропны. Гранат замещается амфиболом, хлоритом и магнетитом.

Пироксен встречается в виде скоплений коротко- реже длиннопризматических кристаллов, иногда образует радиально-лучистые агрегаты. Цвет пироксена светло-зеленый, без заметного плеохроизма. В сечении, перпендикулярном N_m , проверенном коноскопией, $c: N_g = 42^\circ$, $N_g - N_p = 0,027$. Минерал положительный, со средним углом оптических осей. По диаграмме А.Н.Винчелла (1949) пироксен относится к ряду диопсид-геденбергита с содержанием последнего до 40%. По пироксену развивается амфибол и хлорит.

Скаполит представлен зернами призматической или таблитчатой формы, реже встречаются зерна с неправильными очертаниями. Удлиненные зерна образуют местами сноповидные агрегаты. Двупреломление, определенное в сечении с наивысшей интерференционной окраской, равно 0,014. Удлинение отрицательное. Минерал одноосный, отрицательный. По диаграмме А.Н. Винчела (1949) содержание мейонитовой составляющей около 25%. По скаполиту развивается амфибол и карбонат.

Кварц образует мелкие зерна преимущественно изометричной формы. Определяется по низкому показателю преломления и слабому двупреломлению. Характерно также волнистое погасание у многих зерен. Возможно, что частично кварц является реликтовым минералом.

Амфибол образует волнистые агрегаты, возникшие за счет всех более ранних минералов. Плеохроирует в светло-зеленых тонах с прямой схемой абсорбции $N_g > N_m > N_p$; угол погасания: $c:N_g = 14-16^\circ$. По амфиболу, который определяется как актинолит, развивается хлорит.

Хлорит встречается в виде мелкочешуйчатых агрегатов. Цвет его светло-зеленый со слабым плеохроизмом, схема абсорбции $N_g > N_m > N_p$; двупреломление очень слабое, отмечаются буроватые аномальные цвета интерференции. Удлинение положительное. Судя по плеохроизму, минерал отрицательный.

Карбонат развивается по скаполиту, пироксену и располагается в промежутках между всеми минералами. Определяется по отчетливо выраженной псевдоабсорбции и перламутровым цветам интерференции. Возможно, что часть карбоната образовалась за счет перекристаллизации первичного карбоната исходных пород.

Сфен встречается в виде мелких зерен ромбовидной формы и определяется по резкому рельефу и сильному двупреломлению.

Апатит представлен мелкими, вытянутыми зернами с отчетливым рельефом и слабым двупреломлением.

Таким образом, описание позволяет наметить определенную последовательность образования минералов в скарне: кварц и кальцит - пироксен - гранат - скаполит - амфибол - хлорит - карбонат.

Шлиф № I54 а

Название породы. Дистен-гранат-биотитовый гнейс.

Структура. Порфиробластическая, характеризующаяся развитием крупных зерен дистена и граната. Промежуточная ткань - лепидобластическая со следами катаклаза.

Текстура. Гнейсовидная, обусловленная ориентированным расположением чешуек биотита и порфиробластов дистена.

Минеральный состав

Главные:	Второстепенные:	Акцессорные:
Кварц - 40%	Гранат - 5%	Турмалин
Плагиоклаз - 15%		
Биотит - 25%		
Дистен - 15%		

Вторичные: серицит.

К в а р ц представлен мелкими (около 0,3 мм) зернами изометричной формы, образующими местами линзовидные скопления, вытянутые согласно со сланцеватостью породы. Чаше же кварц распределяется равномерно. Более крупные зерна обнаруживают волнистое погасание, некоторые из них разбиты трешинками.

П л а г и о к л а з образует изометричные зерна, размером около 0,4 мм. Границы между зернами плагиоклаза и кварца часто извилистые. Обладает спайностью совершенной. Оба показателя преломления больше, чем у канадского бальзама. По максимальному (из 5 измерений) углу $N_g: OIO = 15^\circ$ относится к олигоклаз-андезиту № 29-31. Некоторые зерна плагиоклаза по трещинам спайности замещаются мелкими чешуйками серицита.

Б и о т и т развит в виде чешуйчатых и пластинчатых зерен размером 0,3-0,5 мм. Располагаются чешуйки субпараллельно, обуславливая сланцеватость породы. Вблизи порфиробластов дистена чешуйки биотита изогнуты. Цвет биотита коричневый по N_g , соломенно-желтый по N_p . Удлинение положительное. Минерал отрицательный, псевдоосный.

Г р а н а т встречается в единичных зернах изометричной формы, обычно с неровными краями. Размер около 0,8-1,0 мм. Минерал изотропен, содержит включения мелких зерен кварца. По трешинкам, пересекающим зерна, развивается биотит.

Т у р м а л и н развит в виде скоплений мелких призматических кристаллов, реже встречаются поперечные сечения с характерными треугольными очертаниями. Скопления приурочены обычно к тем участкам, где больше биотита. Турмалин обладает отчетливым плеохроизмом: по N_g - светло-зеленый; по N_p - почти бесцветный. Поперек удлинения наблюдается трешиноватость. Удлинение отрицательное. Величина двупреломления - $n_g - n_p = 0,027$. Минерал одноосный, отрицательный.

Шлиф № 39

Н а з в а н и е п о р о д ы. Гранат-плагиоклазовый амфиболит.

Структура. Гранобластическая, участками бластогаббровая, обусловленная относительно идиобластическими зернами плагиоклаза и замещенного пироксена.

Текстура. Массивная.

Минеральный состав

Главные:	Второстепенные:	Акцессорные:
Роговая обманка - 40%	Кварц - 10%	Апатит
Плагиоклаз - 25%	Сфен - 5%	Магнетит
Гранат - 20%	Диопсид - 5%	

Вторичные: биотит, серицит.

Роговая обманка представлена крупными (0,5-0,8 мм), преимущественно изометричными зернами с неправильными, зубчатыми контурами (рис.231). В меньшем количестве встречаются вытянутые по (001), с более ровными краями индивиды. В этих зернах устанавливаются реликты моноклинного пироксена, которые отличаются от замещающего амфибола большим углом погасания и более высокой интерференционной окраской. Роговая обманка окрашена; обладает плеохроизмом: по N_g - зеленая окраска; по N_m - желтовато-зеленая; по N_p - желтая. В сечении перпендикулярном определена величина двупреломления, равная $n_g - n_p = 0,22$, $c : N_g = 18^\circ$. Угол оптических осей (2У) большой, отрицательный.

Плагиоклаз располагается между зернами амфибола, имеет изометричной формы зерна, или отчетливо удлиненные относительно идиоморфной формы. Размер зерен около 0,3-0,4 мм. Слегка серитизирован. В сечении, перпендикулярном (100), угол угасания $N_p : 010 = 26^\circ$, что позволяет отнести плагиоклаз к ряду андезина с содержанием анортита 47-48%.

Гранат в шлифе бесцветный, располагается обычно в виде относительно мелких зерен округлой формы с многочисленными включениями плагиоклаза, кварца, магнетита, более крупные зерна граната разбиты многочисленными трещинками, иногда по которым развивается мелкочешуйчатый биотит.

Кварц образует небольшие скопления зерен размером 0,15-0,20 мм, преимущественно около вытянутых зерен амфибола с реликтами пироксена.

Сфен представлен единичными, но довольно крупными (до 0,5 мм) зернами характерной ромбовидной формы. Обладает резким рельефом, высоким двупреломлением и дисперсией угла оптических осей по схеме.

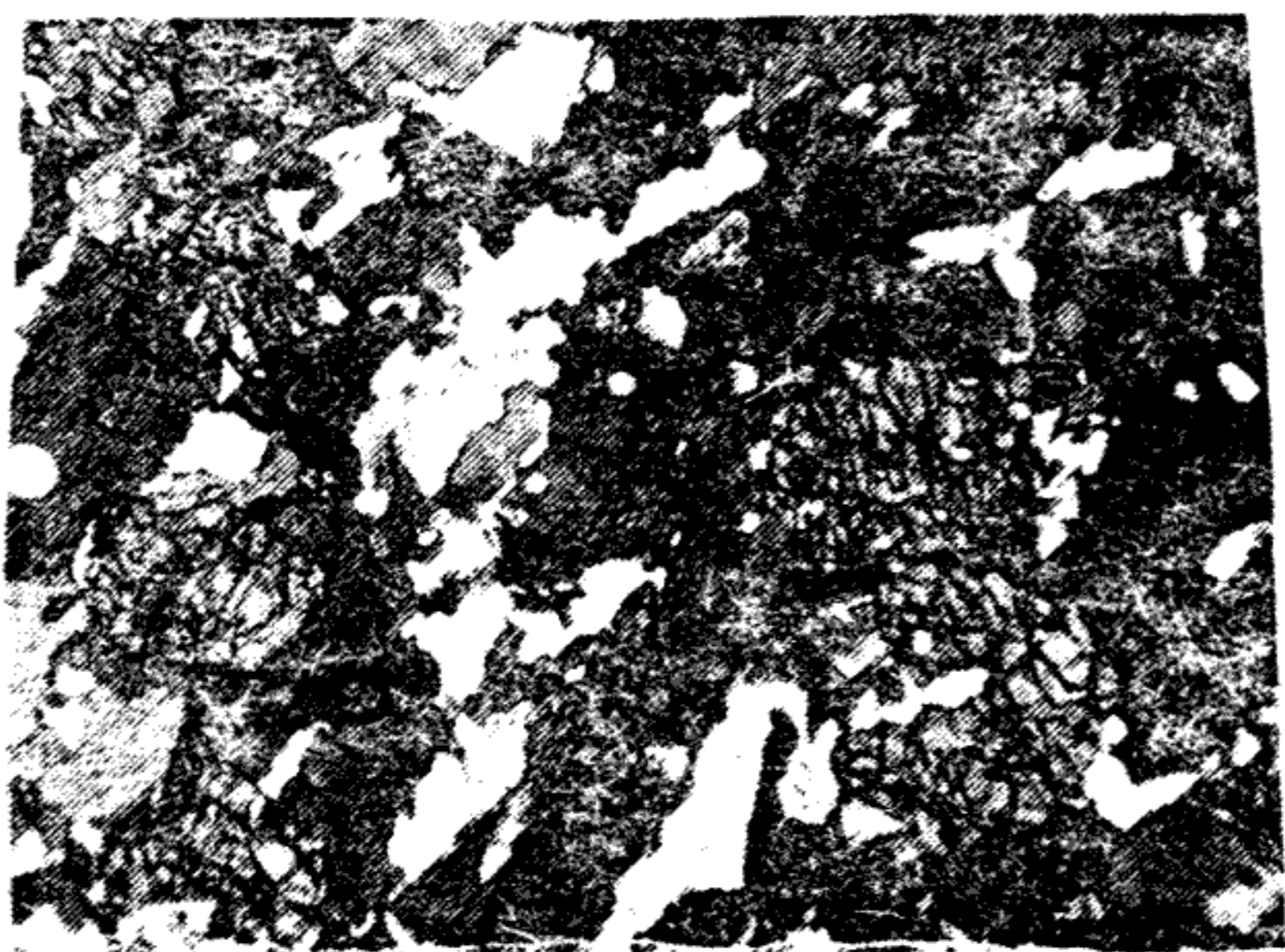


Рис. 231. Гранат-плагиоклазовый амфиболит (увел. 20, николи //)

А п а т и т представлен единичными идиоморфными зернами. Обладает шагреневой поверхностью и низким двупреломлением. Форма зерен — гексагональная.

М а г н е т и т располагается в промежутках между зернами амфибола и плагиоклаза.

Шлиф № 231

Н а з в а н и е породы. Андалузит-кордиерит-биотитовый роговик.

С т р у к т у р а. Порфиробластическая, пойкилобластическая с микролепидобластической промежуточной тканью. Порфиробласты представлены кордиеритом и андалузитом.

Т е к с т у р а. Массивная, гнейсовидная.

Минеральный состав

Главные:	Второстепенные:	Акцессорные:
Кварц — 25%	Андалузит — 5%	Сфен
Плагиоклаз — 15%		Апатит
Кордиерит — 25%		
Вторичные: серицит.		

К в а р ц распределен в породе равномерно, располагается как в промежуточной ткани, так и в порфиробластах кордиерита. Представлен изометричными зернами с относительно ровными краями. Константы его обычны.

П л а г и о к л а з встречается в виде изометричных зерен, находящихся в промежуточной ткани совместно с кварцем и биотитом. Судя по показателям преломления (оба показателя больше, чем у

бальзама и меньше, чем у кварца), плагиоклаз по составу соответствует олигоклазу – андезину. Двойники выражены слабо.

К о р д и е р и т распределяется в породе довольно равномерно в виде крупных, несколько вытянутых овальной формы порфиробластов. Размер их по удлинению достигает 2,5–2,6 мм. Кордиерит содержит многочисленные включения мелких зерен кварца и биотита. Двупреломление кордиерита слабое. В некоторых зернах наблюдаются отчетливо выраженные секториальные двойники, преимущественно шестерники; при вращении столика микроскопа погасают сначала три сектора, составляющие зерно, а затем другие три. По трещинкам, располагающимися почти перпендикулярно краям зерен, развивается серицит.

А н д а л у з и т представлен несколькими крупными кристаллами размером около 1,5 мм и почти квадратными сечениями размером около 0,65 мм. Обладает хорошо выраженной спайностью, пересекающейся под углом, близким к 90° . Минерал слабо окрашен в розовый цвет, плеохроизм слабо заметен. Двусный отрицательный с большим углом оптических осей – 2У. Замещается серицитом.

С ф е н встречается в виде единичных зерен ромбовидной формы. Обладает высоким рельефом, резкой шагреновой поверхностью и высокой величиной двупреломления.

А п а т и т – единичные, идиоморфные зерна, имеющие низкую величину двупреломления. Отдельные зерна апатита изотропны.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

В о с к о б о й н и к о в а Н.В. К минералогии Слюдянского месторождения лазурита // Зап. Всерос. минералог. о-ва. 1938, ч.67. № 4. – С.501–522.

В е л и к о с л а в и н с к и й Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. – Л., Наука, 1972. – 190 с.

В и н к л е р Г. Генезис метаморфических пород. – М.: Мир, 1969. – 248 с.

В и н ч е л л А.Н., В и н ч е л л Г. Оптическая минералогия. – М.: Ил., 1953. – 658 с.

Г о д о в и к о в А.А. Минералогия. – М.: Недра, 1975. – 519 с.

Г о д о в и к о в А.А. Минералогия. – М.: Недра, 1983. – 647 с.

Д а м и н о в а А.М. Породообразующие минералы. – М.: Изд-во Высш.шк., 1963. – 167 с.

Д а м и н о в а А.М. Породообразующие минералы. Изд.2-е. - М.: Изд-во Высш.шк., 1974. - 205 с.

Д и р У.А., Х а у и Р.А., З у с м а н Дж. Породообразующие минералы: в 5т. - М.: Мир, 1965-1966. - Т.1. - 1965. - 372 с.; Т.2. - 1965. - 406 с.; Т.3. - 1966. - 318 с.; Т.4. - 1966. - 482 с.; Т.5. - 1966. - 408 с.

Д м и т р и е в С.Д. Основы петрографии.- Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1986. - 303 с.

Д о б р е ц о в Н.Л., Р е в е р д а т т о В.В., С о б о л е в В.С. и др. Фации метаморфизма. - М.: Недра, 1970. - 432 с.

Е л и с е е в Н.А. Метаморфизм. - Л.: Изд-во Ленингр.ун-та, 1963. - 400 с.

И о г а н с е н А. Определитель породообразующих минералов. - М.: Госгеолтехиздат, 1932. - 84 с.

К е п е ж и н с к а с К.Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. - Новосибирск: Наука, 1965. - 135 с.

К н я з е в В.С., К о н о н о в а И.Б. Руководство к практическим занятиям по общей петрографии. - М.: Недра, 1978. - 96 с.

К н я з е в В.С., К о н о н о в а И.Б. Руководство к лабораторным занятиям по общей петрографии. М.: Недра, 1981. - 128 с.

К о р ж и н с к и й Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. - М.: Наука, 1973. - 288 с.

К о ч у р о в а Р.Н. Основы практической петрографии. - Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1977. - 176 с.

К у х а р е н к о А.А., О р л о в а М.П., Б у л а х А.Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. - М.: Недра, 1965. - 772 с.

Л о д о ч н и к о в В.Н. Главнейшие породообразующие минералы. Изд.5-е. - М.: Недра, 1974. - 244 с.

М а р а к у ш е в А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. - М.: Наука, 1965. - 327 с.

М а р а к у ш е в А.А. Петрология метаморфических горных пород. - М.: Изд-во МГУ, 1973. - 321 с.

М а р а к у ш е в А.А., Г р а м е н и ц к и й Е.Н., Ф е л ь д м а н В.И. и др. Петрография. Ч.Ш. - М.: Изд-во МГУ, 1986. - 288 с.

М е й с о н Р. Петрология метаморфических пород. - М.: Мир, 1981. - 264 с.

О н и к и е н к о С.К. Практическое руководство по исследованию породообразующих минералов в прозрачных шлифах. - М.: Недра, 1964. - 92 с.

О н и к и е н к о С.К. Методика исследования породообразующих минералов в прозрачных шлифах. - М.: Недра, 1971. - 125 с.

П о л о в и н к и н а Ю.И. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. - М.: Недра, 1966. Ч.1. - 240 с.; Ч.2. Т.1. - 424 с.; Ч.2. - 272 с.

Р е в е р д а т т о В.В. Фации контактового метаморфизма. - М.: Недра, 1970. - 272 с.

С а м о й л о в В.С. Карбонатиты (фации и условия образования). - М.: Наука, 1977. - 292 с.

С а р а н ч и н а Г.М., Ш и н к а р е в Н.Ф. Петрология магматических и метаморфических пород. - Л.: Недра, 1973. - 366 с.

С и з ь х А.И., Б у л а н о в В.А. Термометрия, барометрия, петрохимия магматических и метаморфических пород. - Иркутск: Изд-во Иркут.ун-та, 1991. - 232 с.

С и р о т и н К.М. Определитель минералов. - М.: Изд-во Высш. шк., 1970. - 263 с.

С у д о в и к о в Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. - Л.: Изд-во Ленингр.ун-та, 1964. - 547 с.

Т е р н е р Ф., Ф е р х у г е н Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. - М.: Ил., 1961. - 578 с.

Т р е г е р В.Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. - М.: Госгеолтехиздат, 1958. - 182 с.

Ч е р н о в В.И., Л и н Н.Г. Практическое руководство по петрографическому изучению магматических пород под микроскопом. - Петрозаводск: Изд-во Росвузиздат, 1963, - 76 с.

A l t h a u s E. Die Bildung von Pirophillite und Andalusit zwischen 2000 und 7000 bar H_2O - Druck Naturwiss., Bd. 53. Hf. 1 - 1966. - P. 105-106.

G a n g u l y J., N e w t o n R.C. Thermal stability of chloritoid at high pressure and relatively high oxygen fugacity. - J. Petrol., 1968. V. 9., N 3.- P. 444-466.

M i y a s h i r o A. Evolution of metamorphic belts. - J. Petrol., 1961. V. 2., N 3.- P. 277-311.

R i c h a r d s o n S.W., G i l b e r t M.C., B e l l M.P. Experimental determination of kyanite-andalusite-sillimanite equilibrium; the aluminium silicate equilibrium; the aluminium

silicate triple point. - Amer. J. Sci. - 1969. V. 267, N 3.-P. 259-272.

Richardson S.W., Bell M.P., Gilbert M.C.
Kyanite - sillimanite equilibrium between 700° and 1500° C. - Amer. J. Sci. - 1968. V. 266, N 7.-P. 513-541.

Veldre B. Upper stability of muscovite. - Am. Min., 1966. V. 51.-P. 513-541.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Часть 3. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ	3
3.1. Общие сведения о метаморфизме.....	3
3.1.1. Факторы и виды метаморфизма.....	4
3.1.2. Структуры и текстуры метаморфических пород..	7
3.1.3. Классификация и номенклатура метаморфичес- ких пород.....	14
3.1.4. Принцип метаморфических фаций.....	16
3.2. Катакластический метаморфизм.....	30
3.2.1. Характеристика катакластического метамор- физма.....	31
3.2.2. Породы катакластического метаморфизма.....	31
3.3. Ударный метаморфизм.....	33
3.3.1. Характеристика ударного метаморфизма.....	33
3.3.2. Породы ударного метаморфизма.....	35
3.4. Автометаморфизм.....	36
3.4.1. Магматическая стадия автометаморфизма.....	37
3.4.2. Пневматолитовая стадия автометаморфизма	38
3.4.3. Гидротермальная стадия автометаморфизма.....	40
3.5. Контактный метаморфизм.....	42
3.5.1. Общая характеристика контактового метамор- физма.....	42
3.5.2. Мусковит-роговиковая фация.....	44
3.5.3. Амфибол-роговиковая фация.....	46
3.5.4. Пироксен-роговиковая фация.....	47
3.5.5. Спуррит-мервинитовая фация.....	49
3.6. Региональный метаморфизм.....	50
3.6.1. Характеристика процессов регионального метаморфизма.....	50
3.6.2. Терминология пород регионального метамор- физма.....	53
3.6.3. Фациальный принцип картирования метамор- фической зональности.....	54
3.6.4. Фации и субфации регионального метаморфиз- ма.....	56

3.7. Ультраметаморфизм	73
3.7.1. Характеристика процессов ультраметамор- физма.....	74
3.7.2. Породы ультраметаморфизма.....	74
3.7.3. Палингенез и анатексис	77
3.8. Метасоматоз.....	79
3.9. Диагностика метаморфических пород.....	93
3.9.1. Петрографическое описание метаморфических пород.....	95
3.9.2. Примеры описания метаморфических пород.....	96
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ.....	101

Анатолий Иванович Сизых

ОПРЕДЕЛИТЕЛЬ МИНЕРАЛОВ
И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Учебное пособие

Кн. 3

Редактор Л. Н. Яковенко

Художественный редактор Н. В. Алсуфьев

Технический редактор С. А. Бессольцева

Корректор Т. А. Рыкова

ИБ № 1103. Лицензия ЛР № 040250 от 30.01.92 г.
Подписано в печать 14.06.95. Печать офсетная. Бумага типограф-
ская. Формат 60x84 1/16. Уч.-изд.л. 6,7. Усл.печ.л. 6,5.
Усл.кр.-отт. 6,7. Тираж 500 экз. Заказ 1690.

Издательство Иркутского университета,
664000, г.Иркутск, бульвар Гагарина, 36
Отпечатано в типографии Иркутского Дома печати,
664009, г.Иркутск, ул.Советская, 109

Сизых А.И. Определитель минералов и метаморфических пород:
В 3 кн.: Учеб. пособие. - Иркутск: Изд-во Иркут.ун-та, 1995. -
Кн.3. - 112 с.

Учебное пособие предназначено для практического определения породообразующих минералов и метаморфических пород. Значительное внимание в нем уделено методике изучения оптических свойств минералов и их качественной диагностике на плоском столике микроскопа. Приведена краткая характеристика минералов, структур и текстур, метаморфических пород. Даны рекомендации по петрографическому описанию метаморфических пород по фациям и типам метаморфизма.

Рекомендуется студентам геологических специальностей по курсу "Петрография". Может быть полезно широкому кругу геологов, занимающихся петрографическими и петрологическими исследованиями метаморфических пород.

С I804000000-I2 95
М I79(03)-95

В Издательстве Иркутского университета
в 1995 г. вышло в свет учебное
пособие

Буланов В.А., Белоголов А.А., Сизых А.И. Практическая минералогия с основами кристаллографии. – 248 с.

В учебном пособии рассмотрены основные геометрические закономерности, наблюдаемые в кристаллах, и общие закономерности внутреннего строения кристаллического вещества. Приведена краткая характеристика минералов и отдельно выделены характерные диагностические отличия от сходных минералов. Значительное внимание уделено методике визуальной диагностики минералов.

Предназначено для студентов негеологических специальностей: геофизиков, гидрологов, географов, металлургов обогатителей, горняков, маркшейдеров, буровиков и т.п.

Заказы направлять по адресу:
664000, г.Иркутск, бульвар Гагарина, 36
Издательство Иркутского университета

В Издательстве Иркутского университета в 1995 г.
выходит в свет книга

Бубнов Е.Т. Роль осадконакопления в редкометалльной металлогении.

В монографии рассмотрена роль осадконакопления при формировании рудных поясов в геосинклинальных областях. Показано, что при осадконакоплении формируется региональная геохимическая зональность, которая в результате геотектонических, метаморфических, магматических и гидротермально-метасоматических процессов преобразуется в рудную.

Рассчитана на специалистов в области региональной металлогении. Может быть использована студентами геологических вузов в качестве пособия по курсам "Методы прогноза и поисков месторождений", "Основы металлогении".

Заказы направлять по адресу:

664000, г.Иркутск, центр, бульвар Гагарина, 36
Издательство Иркутского университета

В Издательстве Иркутского университета
в 1995 г. вышла в свет книга

Щадов И.М. Совершенствование технологии взрывных работ на разрезах Черемховского месторождения. Кн.2. - 152 с.

Вторая книга посвящена исследованиям эффективности производства массовых взрывов на сброс при бестранспортной системе разработки на примере Черемховского каменноугольного месторождения. Обобщены показатели опытно-промышленных взрывов и лабораторных исследований, разработаны расчетные соотношения для оценки параметров навала взорванных пород и методика технико-экономического обоснования оптимальных нормативов удельного расхода ВВ и сброса породы в отвал и предотвал.

Для инженерно-технических работников разрезов, научно-исследовательских организаций угольной промышленности. Может быть использована как учебное пособие для студентов горных факультетов вузов и техникумов, обучающихся по специальности "Открытая разработка месторождений полезных ископаемых".

Заказы направлять по адресу:
664000, г.Иркутск, бульвар Гагарина, 36
Издательство Иркутского университета