

жкина Г.С.

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ
И МИНЕРАЛОГИИ

**КЛАССИФИКАЦИЯ
и
НОМЕНКЛАТУРА
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
ГОРНЫХ ПОРОД**

СПРАВОЧНОЕ ПОСОБИЕ

НОВОСИБИРСК 1992

УДК 552 (02)

Классификация и номенклатура метаморфических горных пород: Справочное пособие — Новосибирск: Изд. ОИГМ СО РАН, 1992. — 205 с.

ISBN 5-7623-0746-8

Приведены описания метаморфических пород, подразделенных на классы — по условиям образования (регионально-, контактово-, тектонометаморфические, гранитизированные, метасоматические, импактные) и на группы — по составу (метапелиты и гнейсы, метабазиты, метаультрабазиты, метакарбонатные и железистые породы и др.). Представленные классификационные диаграммы типа состав-парагенезис — компактные справочники по минеральному составу распространенных метаморфических пород, а примеры применения предложенной систематики по регионам и развернутая библиография делают эту книгу необходимой для геологов, петрологов, минералогов.

Илл. 52. Табл. 48. Библиогр. 196 назв.

Ответственные редакторы

Н.Л.Добрецов, О.А.Богатиков, О.М.Розен

Рецензенты

И.П.Новицкий, А.А.Маракушев, М.А.Богомолов

The book focuses on metamorphic rocks systemized and described according to conditions of origine (regional-, contact-, tectonic-metamorphic, granitized, metasomatic and impact rocks) and also according to their composition (metapelites and gneisses, metabasites, metaultrabasites, metacarbonates and ferruginous rocks, etc.). It also contains diagrams of composition-mineral type — the guides on mineral compositions of widespread metamorphic rocks for pure and applied work.

The book is intended for geologists, petrologists and mineralogists.

ISBN 5-7623-0746-8

© Российская Академия наук,
1992

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРОВ

Классификация объектов является основой всякого исследования, по мере развития любой науки совершенствуются и классификации. В метаморфической петрологии создалось в настоящее время такое положение, когда минералогические и физико-химические исследования ушли далеко вперед от разработанной в начале столетия и в основном сохранившейся до настоящего времени систематики высокометаморфизованных горных пород. Авторы многочисленных обобщающих работ используют либо общепринятые, но очень упрощенные и далеко не полные классификационные схемы, либо создают многочисленные новые классификации, не получающие общего признания. Это связано со сложностью и многообразностью проблемы классификации метаморфических пород, поскольку классификации, помимо параметров метаморфизма (учитываемых системой реакций минералообразования, базирующейся на учении о фациях метаморфизма), должны также включать методологически совершенно различные аспекты – такие, как систематика исходных (дометаморфических) пород – изверженных и осадочных, разнообразие путей образования минералогически одинаковых метаморфических пород (петрогенетическая конвергенция), разнообразие самих метаморфических процессов (от процессов чисто физических деформаций и до выплавления автохтонных магм) и ряд других. Не менее существенно то, что в СССР сложились самостоятельные школы, придерживающиеся в общем сходных, но в конкретных деталях существенно различных классификаций метаморфических пород. Это обусловлено не только историческими особенностями их развития, но в значительной мере существованием разных взглядов на происхождение тех или иных типов пород, что говорит о необходимости дальнейших исследований в области теории процессов метаморфизма.

Авторы не ставили своей задачей решить все стороны вопроса или написать обязательную к употреблению инструкцию. Ценность данной книги, по-видимому, будет определяться тем, что она дает почти полный синтез применяемой терминологии, систематизирует породы на единой двумерной основе состав-условия метаморфизма и представляет для наиболее распространенных регионально- и kontaktово-метаморфических пород в качестве базовой исходной единицы систематики "ключевые" трехминеральные ассоциации, определяемые степенью мета-

морфизма, что впервые позволяет классифицировать метаморфические породы на треугольных диаграммах типа состав-парагенезис.

При разработке терминологической основы использована ставшая общепринятой в СССР благодаря работам Терминологической комиссии Межведомственного петрографического комитета соподчиненность терминов: класс (по условиям образования) - группа (по составу) - семейство (совокупность сходных горных пород) - вид (основная единица систематики) - разновидность (вариация основной единицы, наблюдаемые в поле горные породы).

Со времени подготовки рукописи к публикации прошло пять лет - именно столько времени она "пролежала" сначала в издательстве "Недра", а затем в издательстве "Наука" (г. Москва). С тех пор появились новые материалы, которые можно было бы использовать в данной книге. В частности, помещенная в книге статья В.В. Еданова сегодня могла бы выглядеть иначе. Читатель, следящий за развитием метаморфической петрологии, по всей вероятности, сам сделает такой вывод. Тем не менее вопросы, касающиеся регионального метасоматоза, остаются дискуссионными. Но сам подход к проблеме и основные принципы классификации метаморфических пород не претерпели изменений.

Авторы надеются, что книга окажет содействие в решении не только научных, но и практических задач, в первую очередь, - работам по крупномасштабному геологическому картированию.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ (названия минералов)

Аб	- альбит	Лар	- ларнит
Авг	- авгит	Маг	- магнезит
Акт	- актинолит	Мг	- магнетит
Альм	- альмандин	Мер	- мервинит
Амф	- амфибол	Ми	- микроклин
Ан	- анортит	Монт	- монтличеллит
Анд	- андазит	Мп	- моноклинный пироксен
Анк	- анкерит	Мул	- муллит
Ант	- аントфиллит	Мус	- мусковит
Бар	- барруасит	Нф	- нефелин
Би	- биотит	Ол	- оливин
Вез	- везувиан	Омф	- омфацит
Вол	- волластонит	Орт	- ортоклаз
Гел	- гелинат	Пер	- паргасит
Гем	- гематит	Пер	- перилласит
Гип	- гиперстен	Пл	- плагиоклаз
Гл	- глаукфен	Прв	- первовскит
Грин	- гринерит (кроосит)	Пот	- пистомезит
Гр	- гранат	При	- пренит
Грос	- гроосуляр	Прт	- пирит
Ди	- диопсид	Прф	- пирофиллит
Длас	- дласпор	Пум	- пумпеллит
Дол	- доломит	Ранк	- ранкинит
Хад	- хадевит	Риб	- рибекит
Кедр	- кедрит	Рп	- ромбический пироксен
Ил	- ильменит	Рог	- роговая обманка
Ка	- кальцит	Рут	- рутил
Кв	- кварц	Сап	- сапфирин
Ки	- кианит	Сер	- серицит
Ки	- каолинит	Серп	- серпентин
Ко	- корунд	Сд	- сидерит
Кор	- кордимерит	Сил	- сильвинит
Кип	- калиевый полевой шпат	Скл	- скаполит
Кум	- куммингтонит	Сп	- спуррит
Лав	- лавосит	Ст	- ставролит

Стп	- стильпномеллит	Хл	- хлорит
Сф	- сфен	Хлд(Хд)	- хлоритоид
Та	- тальк	Хлм	- хлоромеллит
Тил	- тиллит	Цл	- цеолит
Тр	- тремолит	Цс	- цансит
Трид	- тридимит	Цр	- циркон
Фа	- фаялит	Шп	- шпинель
Фен	- фенгит	Эг	- эгирин
Фл	- флогопит	Эп	- эпидот
Фо	- форстерит		

Глава 1. Опыт разработки и принципы систематики, классификации и номенклатуры метаморфических и метасоматических пород

Многолетний опыт разработки классификации магматических пород, результатом которой явилась реализованная в описаниях конкретных видов горных пород общая систематика магматитов (Классификация..., 1981; Магматические... породы..., 1983 и др.), по существу, создала методические предпосылки для разработки номенклатуры и классификации горных пород вообще, в том числе второго по распространенности их типа — метаморфических горных пород.

Как и для магматических, для метаморфических пород следует различать их систематику — качественное выделение основных таксонов (тип, класс, подкласс, группа, семейство, вид, разновидность), классификацию — выделение непересекающихся подразделений (групп, семейств, видов) на количественной (в данном случае количественно-минералогической) основе и, наконец, номенклатуру — правила построения и использования терминов для обозначения групп, семейств, видов.

Подходы для решения этих задач для магматических и метаморфических пород достаточно близки. Но что касается метаморфических пород, то у них отмечается своя специфика, определяемая традициями, а также таким более существенным обстоятельством, как образование их за счет как магматических, так и осадочных пород и при более широких вариантах условий (температура, давление, окислительный потенциал и т.д.), чем магматические или осадочные породы. Это обуславливает большое разнообразие минерального состава и структуры метаморфических пород. Поэтому, в отличие от магматических пород, не давались (и нецелесообразно давать!) отдельные названия для каждой метаморфической породы, отличающейся по составу и тем более по структуре. Традиционно в метаморфической петрологии использовались более широкие термины (роловик, сланец, гнейс, амфиболит и т.д.), соответствующие семейству или даже ряду семейств, и виды пород выделялись только по их количественно-минеральному составу.

П.Эскола (Escola, 1939) предлагал использовать такой подход для всех кристаллических пород (и изверженных, и метаморфических), при-

менять широкие термины и формулу породы, отображающую ее количественно-минеральный состав, например,

гранит	Би_{7}^{55}	Рог_{5}^{50}	Мп_{3}	гнейс	Рог_{10}^{40}	Гип_{5}^{36}	Мп_{5}^{30}
	Кв_{20}	Пл_{45}	Кш_{20}		Кв_{15}	Пл_{50}	Кш_{20}

где под чертой – темноцветные минералы, их содержание в породе (внизу) и железистость (вверху), под чертой – салические минералы и их содержание в породе.

Это предложение в полном виде не привилось, однако использование ограниченного числа общих терминов описания и классификации метаморфических (и части магматических) пород на количественно-минеральной основе сложилось прочно и признается наиболее целесообразным. Для иллюстрации приведем несколько распространенных классификаций метаморфических горных пород.

По У.Грубенману и П.Ниггли (1933), метаморфические породы делятся: по условиям метаморфизма на породы катазоны, мезозоны и эпизоны, примерно соответствующие в предлагаемой классификации низко-, средне- и высокотемпературному подклассу, по химическому составу – на 12 групп: 1) кислые, 2) глинистые, 3) средние, 4) основные, 5) ультраосновные, 6,7) щелочные, 8) метатерригенные, 9) полукарбонатные, 10) карбонатные, 11) железистые, 12) метабокситовые. Каждая группа пород в каждой зоне образует совокупность, которую по нашей классификации можно назвать семейством. Например, для глинистых пород: слюдистые, альбит-слюдистые филлиты (эпизона); двуслюдянные, ставролитовые, кианит- и гранат-слюдянные сланцы (мезозона); силимитовые, кордиеритовые, гранатовые гнейсы (катазона). Для полукарбонатных (силикатно-карбонатных) пород: известковые филлиты, эпидотовые сланцы (эпизона); известково-слюдянные сланцы (мезозона); пироксеновые, гранатовые, везувиановые, скаполитовые породы или "скарны" (катазона). Для этих и других групп используются широкие термины (филлит, сланец, гнейс, амфиболит, кварц, гнейсо-кварцит, мрамор, просто порода) с соответствующими прилагательными, показывающими их минеральный состав для конкретных видов; реже – специфические термины – такие, как амфиболиты (глаукофаниты, кедрититы, нефрититы), кадеититы, хлоромеланиты, скарны, эрлэны, эклогиты.

Как справедливо отметил Н.А.Елисеев (1959), разнообразие метаморфических пород можно уложить в пять групп, сократив редкие и объединив близкие породы: 1) палитовые (метапелиты); 2) кварц-полевошпатовые; 3) известковистые; 4) основные; 5) магнезиальные. Такого же разделения придерживаются и многие другие авторы (Вильямс и др., 1957; Тигнер, 1968). В нашей классификации (см. ниже) метапелиты и кварц-полевошпатовые породы объединены в одну группу (с выделением, при необходимости, двух подгрупп).

Эту классификацию Н.А.Елисеев применяет для пород, возникших при динамотермальном метаморфизме, который он подразделяет на региональ-

ный (на больших пространствах) и локальный (вдоль крупных зон разломов). Для пород, возникших при термальном (или контактном) метаморфизме, он использует те же пять групп по составу и, соответственно, выделяет пять "типов" (семейства или рядов) роговиков, идентичных описаниям и зарисовкам шлифов по А.Харкеру (Harker, 1932): пелитовые (кордиеритовые, хиастолитовые и др.) роговики - узловатые и пятнистые сланцы; кварц-полевошпатовые (обычно биотитовые) роговики; контактные мраморы (периклазовые, форстеритовые, гроссуляровые, диопсид-шишнелевые и др.) и силикатные (диопсидовые, цеозит-гроссуляровые, известково-тремолитовые и др.) роговики; магнезиальные (антогилитовые, оливин-хлоритовые, оливиновые) роговики; основные (пироксеновые и роговообманковые) роговика и ороговикованные вулканиты. Он использует также классификацию роговиков В.М.Гольдшмидта (Goldschmidt, 1911), который выделял в пределах одной (пироксен-роговиковой) фации десять "классов" (фактически видов) роговиков на количественно-минеральной основе - на диаграмме АСМ (см. рис. I, а).

Для пород с недостатком кремнезема П.Эскола (Escola, 1939) на диаграмме $SiO_2-Al_2O_3-(Mg, Fe)O$ получил еще пять видов роговиков (см. рис. I, б). Для динамометаморфизма (или катахлазического метаморфизма) вслед за А. Харкером породы подразделяются в соответствии с характером и степенью деформации на брекции, катахлазиты (включая "волокнистые" гнейсы и граниты), милониты (включая ультрамилониты, бластомилониты, псевдотахилиты) и филониты.

В работах В.С.Соболева и др. (Фации метаморфизма, 1970; Добрецов, и др., 1974) выделены контактно-метаморфические, регионально-метаморфические породы и отдельно-регионально-метаморфические породы высоких давлений, включая породы мантии (табл. I). Для каждого из этих классов определены группы пород по составу: а) метапелиты и кварц-полевошпатовые породы; б) метабазиты; в) карбонатные и карбонатно-силикатные породы; г) прочие или редкие породы, среди которых наибольшее значение имеют метаультрабазиты и марганцево-железистые породы. В классификации (см. табл. I) использовано ограниченное число широких терминов. Для изображения минерального состава пород первой группы предлагается использовать диаграммы АСМ при наличии избыточного мусковита или калишпата (см. ниже рис. 3, 4) в соответствии с более ранними предположениями (Коржинский, 1936, 1957; Thompson, 1957); для метабазитов - диаграмму АСМ, аналогичную рис. I, или более сложные диаграммы, подобные тем, какие использовал позже И.Браун (Brown, 1978); для карбонатно-силикатных пород - $SiO_2-CaO-MgO(+H_2O, CO_2)$, аналогично более ранним работам Д.С.Коржинского (1936) и Ф.Тернера (Turner, 1968); для метаультрабазитов - диаграмму $Al-Ca-(Mg, Fe)$ или более сложные диаграммы.

В учебнике Р.Мейсона (1981) - одном из трех в серии "Руководства по петрологии", распространенных в Англии и США, выделяются контакт-

Таблица 1

Классификация метаморфических и метасоматических пород

(Фации метаморфизма, 1970)

Метаморфические породы		Метасоматические образования	
Классы	Подклассы		
Метапелиты (глино-зимистые + кварц-полевошпатовые породы)	С кварцем Недосыщенные SiO_2	Выщелоченные породы	Вторичные кварциты, силиманитовые метасоматиты, грэззы Корундовые, сапфировые, диаспоровые породы
Метабазиты	С кварцем Недосыщенные SiO_2	"Скарноиды" и околоскарновые образования	Эпидозиты, пропилиты, "спилиты", диопсид-плагиоклазовые породы Магнезиальные скарны
Карбонатные (+пересыщенные хальцидами) породы	С кварцем Недосыщенные SiO_2	Скарны, карбонатно-околоскарновые породы	Известковые скарны, везувиановые и гроссуляровые метасоматиты Известковые скарны, родингиты, карбонатиты
Редкие породы	Железистые, с кварцем Марганцовистые, с кварцем Шелочные Ультраосновные недосыщенные SiO_2		Железистые и марганцовистые руды, метасоматиты Эгирин-рибекит-кварцевые породы, фениты, альбититы Нефелиновые, флогопитовые, метасоматиты, хадеититы, хлормеланитовые породы, альбититы, глаукофаниты Некоторые магнезиальные скарны, антофиллит-тальковые, серпентиновые, хлоритовые метасоматиты

Таблица 2

Классификация регионально-метаморфических пород при полевых исследованиях (по Мейсону, 1981, с изменениями)

По составу		По геологическим условиям, минералам, структуре					
Группа	Исходные породы	Главные минералы	Низкотемпературные (мелко-зернистые)	Среднетемпературные (средне- и не-равномерно-зернистые)	Высокотемпературные крупно-зернистые однородные	Гнейс	
А. Метапелиты (и кварц-полевошпатовые породы)	Глина, глинистый сланец	Листоватые силикаты, кварц, полевые шпаты	Филлит	(Сланец)	Кристаллосланец		
	Песчано-глинистая	Кварц, листоватые силикаты, полевые шпаты	Кварцито-филлит	(Кварцито-сланец)	Кварцевый кристаллосланец	Гнейс	
	Кварцевый песчаник, кремень	Кварц	(Метапесчаник, микрокварцит)	Кварцит	Кварцит	Кварцитогнейс	
	Риолит, гранит	Полевой-шпат, кварц, листовые силикаты	(Геллфлинт, метариолит)	(Микрогнейс)	Гнейсо-гранит	Гранитогнейс	
Б. Метабазиты	Базальт, габбро	Амфибол, плагиоклаз, пироксены	Зеленый сланец, зелено-каменчая порода	Амфиболит	Амфиболит, кристаллосланец	Амфиболитовый или пироксеновый гнейс	
В. Карбонатные и силикатно-карбонатные породы	Мергель	Листовые силикаты, кальцит, доломит	(Известковый) филлит	(Известковый) сланец	(Известковый) кристаллосланец	(Известковый) гнейс	
	Известняк, доломит	Кальцит, доломит	Кристаллический известняк, доломит	Мрамор	Мрамор, кальцифир	(Гнейсогидротипный) мрамор	
Г. Ультрабазиты	Дунит, перидотит	Серпентин, тальк, амфиболы	Серпентинит	(Талькит, сланец, амфиболит)	(Оливинит, пироксенолит)	(Ультрамагматический гнейс)	

Примечание. В скобках даны не общепринятые названия, которые, возможно, требуют уточнения.

во-, регионально- и динамометаморфические породы, причем к последним, в отличие от классификации Н.А.Елисеева, отнесены не только катахлазиты и милониты зон разломов, но и продукты ударного метаморфизма в кратерах (брекчии, зиявки, импактиты). Для первых двух категорий пород (классов в нашей терминологии) выделены подразделения в зависимости от степени метаморфизма, коррелирующейся с зернистостью пород, а также группы пород в зависимости от исходного их состава. Для каждой группы используется ограниченное число широких терминов (всего в учебнике Р.Мейсона вместе с редкими терминами использовано около 40-50 названий метаморфических пород).

Пример такой классификации, используемой при полевых определениях и описаниях пород, дан в табл. 2. При микроскопических исследованиях минеральный состав каждой породы, приведенной в табл. 2, уточняется и наносится на треугольные диаграммы $AlMn$ (для метапелитов), $ACFM$ (для метабазитов), $SiO_2-CaO-MgO$ (для карбонатных пород). В качестве отдельной категории выделены метаморфические породы океанского дна. Динамометаморфические породы подразделяются по степени дробления (брекчии, милониты, ультрамилониты), перекристаллизации (blastomylonиты), а также по степени плавления при наиболее сильных деформациях (псевдотахилиты, зиявки, импактиты).

В учебнике под редакцией А.А.Маракушева (Петрография, 1986) сделана попытка привести в соответствие классификацию по составу метаморфических и магматических пород. Среди метаморфических пород по содержанию SiO_2 выделены кремнистые ($>80\% SiO_2$), алюмосиликатные (80-40% SiO_2) с подразделениями на кислые, основные, ультраосновные, (аналогично магматическим породам), силикатно-карбонатные (40-10% SiO_2) и карбонатные породы. Объединение в одном ряду метасосадочных и метамагматических пород и многие границы (например, для силикатно-карбонатных пород) выглядят искусственными и не соответствуют общепринятым подразделениям. Тем не менее все эти подразделения (но в иной соподчиненности) нашли свое отражение в нашей систематике и классификации, а количественно-минеральная классификация метаморфических пород с использованием треугольных диаграмм, как и в учебнике (Петрография, 1986), является основополагающей.

В рамках деятельности Международной комиссии по классификации кристаллических пород решено ускорить разработку этих вопросов для метаморфических пород вслед за магматическими, с тем чтобы в ближайшее время обсудить и утвердить их рациональную классификацию и номенклатуру. Председателем соответствующей подкомиссии Р.Шмидом суммированы поступившие к настоящему времени предложения, касающиеся разделения описательных терминов на широкие (всеохватывающие), например гнейсы, сланцы и др., и специальные (например, оникальциты) с использованием как вещественных, так и структурных признаков; учета количества минералов в объемных процентах; определения минимального содержания породообразующего минерала в 5% (95% - мономинеральная порода); расположения

минералов в составных названиях в последовательности увеличения их содержания; использования термина "содержащий" для минералов, составляющих менее 5%; использования не более четырех названий минералов в определении перед названием породы. В качестве более общих даны предложения по структуре (например, по градациям зернистости) определения метаморфизма, метасоматоза, сланцеватости, использования приставок орто-, пара- и др.

Рассмотрены предложения по терминологии силикатных пород (гнейс, сланец, гранулит, амфиболит и др.), карбонатных пород (мрамор, кальцифир, известково-силикатная порода и др.), тектонитов (милонит, филлонит, катаклазит, тектоническая брекчия, псевдотахилит и др.), а также группа структурных терминов. Структурой, по общему мнению, следует называть все особенности пространственного строения породы независимо от масштабов проявления. Для ориентированных плоскостных структур предложен общий термин "фолиация" (*foliation*), который охватывает слоистость, полосчатость, сланцеватость, гнейсовидность, кливаж и др. и который противопоставляется термину "линейность".

В течение 1985-1986 гг. состоялось несколько заседаний Комиссии по метаморфизму и метаморфогенному рудообразованию и Подкомиссии по номенклатуре метаморфических пород Комиссии по классификации Межведомственного петрографического комитета, которые позволили сформулировать следующие предложения (Добрецов и др., 1988). Для основных определений были согласованы такие рекомендации: 1) выделение семейств и видов пород проводить на количественно-минеральной основе, а выделение разновидностей строго не ограничивать; 2) считать широкими (всеохватывающими) названия пород, применимые в нескольких фациях и (или) подклассах пород (филлит, сланец, гнейс, кальцифир, известковый сланец, мрамор, роговик, мигматит), и специфическими - в одной фации и (или) в одном подклассе пород (зеленый, голубой сланец, зеленокаменная порода, гранулит, кондайлит, чарнокит, амфиболит); 3) разделить широкий термин "сланец" на метаморфический сланец (или просто сланец) и кристаллосланец; 4) включить в группу широких терминов кварцито-сланец, кварцито-гнейс, плагиогнейс, в группу специфических - эндербит, кинцигит, эвлизит, эрлан (скарноид), джеспилит, эклогито-подобная порода и т.д.; 5) принять градации зернистости в 10; 5; 1; 0,1 мм для, соответственно, крупно-, средне-, мелко- и тонкозернистых.

Таким образом, наиболее сходной с подразделениями магматических пород является систематика метаморфических (тип, класс, подкласс, группа, семейство, вид, разновидность), тогда как классификация на семейства и виды, а также номенклатура заметно отличаются.

Тип - метаморфические горные породы (как и магматические, осадочные) - выделяется по ее генезису (точнее, по совокупности геологических, структурных и минералогических признаков, указывающих на ее генезис).

Классы (и подклассы) метаморфических пород выделяются главным образом по геологическому положению и структуре, указывающей на способ или фациальные условия ее образования. В типе магматических пород были выделены по этим признакам два главных класса – вулканический и плутонический, а также подклассы вулкано-плутонических (или гипабиссальных) и плутонометаморфических пород и класс (или подкласс?) вулканогенно-обломочных пород, подразделяемый на вулканокластический и вулканогенно-осадочный подклассы. В типе метаморфических пород обособляются шесть классов, в большинстве из которых определены также подклассы (см. ниже).

Группы метаморфических пород, как и магматических, выделяются по составу. Однако в отличие от магматических, здесь учтены исходные осадочные породы, поэтому привести эти группы в соответствие с магматическими не удается. Кроме того, для целей классификации мы постарались определить для каждой группы не только петрохимические, но и количественно-минеральные границы. С учетом особенностей состава исходных пород в большинстве групп обозначены подгруппы. Исключение составляют классы тектонитов и ударно-метаморфических пород, где группы выделены по структурно-текстурным признакам, как и в вулканогенно-осадочном классе, где были выделены кластолавы, лавокластолиты, пирокластолиты, ортотуфиты, паратуфиты.

Семейства метаморфических пород внутри групп и виды метаморфических пород внутри семейств выделяются на количественно-минеральной основе по соотношению главных минералов. Способы их изображения на диаграммах, границы и номенклатура описаны ниже для каждого класса пород. Вопрос о рядах метаморфических пород остался открытым. Мы предлагаем использовать ряд семейств метаморфических пород для объединения семейств одной подгруппы в разных подклассах, т.е. изохимический ряд (например, в табл. 2 ряд филлит-гнейс или ряд кварцитов, ряд зеленый сланец-амфиболит и т.д.); можно получить и зофациальный ряд семейств разного состава (например, чарнокитовый ряд или серия в двупироксеновой фации объединяет семейства чарнокитов, эндербитов, пироксеновых гнейсов, называемых также основными грекулитами). Для групп А и В в классах регионально-метаморфических и ультраметаморфических пород можно использовать и петрохимические ряды, выделяемые по характеру щелочности, как и в магматических породах.

Рассмотрим подробнее выделение классов метаморфических пород. Классификация рядов, семейств и видов дана ниже для каждого класса отдельно.

На заседаниях названных комиссий было решено выделить по условиям образования метаморфических пород, фиксируемых по геологической форме нахождения и структурно-текстурным признакам и в меньшей мере – по особенностям минералогии, следующие шесть классов метаморфических пород, выделяемых традиционно и в большинстве учебников и справочных пособий.

- I. Регионально-метаморфические породы (гнейсы, сланцы и т.д.).
- II. Контактово-метаморфические породы (роговики).
- III. Гранитизированные или ультраметаморфические породы (мigmatиты, ортотектиты и др.).
- IV. Метасоматические породы (скарны, грейзены и др.).
- V. Тектониты (милониты, бластомилониты).
- VI. Породы ударного метаморфизма (импактиты, эювиты).

Определенные разногласия вызвало выделение классов контактово-метаморфических пород и импактитов. Импактиты, по мнению В.И.Фельдмана, В.Л.Масайтиса, поддержанному А.А.Маракушевым, следует выделять в таксономическую единицу более высокого ранга – самостоятельный тип пород, равный по значимости типам магматических, метаморфических и осадочных пород. Основанием для этого служат признаки условий образования этих пород, сочетающих метаморфический, магматический (разная степень плавления) и осадочный (заполнение ударных кратеров) генезис. Действительно, это породы смешанного генезиса, как и многие вулканогенно-осадочные, мигматитовые (плутонометаморфические) и другие классы и подклассы пород, но они на этом основании не выделяются в новый тип. Учитывая также относительную редкость этих пород и преимущественное влияние ударного метаморфизма (деформации пород), ведущего к частичному плавлению и к перемешиванию пород, большинство участников обсуждения – авторы настоящей главы – считают возможным оставить импактиты в ранге самостоятельного класса внутри типа метаморфических пород.

По мнению А.А.Маракушева, В.И.Фельдмана (Петрография, 1986) и некоторых других ученых, контактово-метаморфические породы, напротив, не отличаются принципиально от регионально-метаморфических, представляя крайние ее фации – наименее высоких давлений, и могут быть объединены с ними в один класс. Действительно, между теми и другими устанавливаются в ряде случаев постепенные переходы, однако в большинстве – контактово-метаморфические породы отчетливо выделяются по геологическим признакам (приуроченность к контактам магматических тел или включение в них в виде ксенолитов), структурно-текстурным признакам (массивная или пятнистая текстура, роговиковая мозаичная структура и т.д.), ассоциации с контактово-метасоматическими породами (грейзенами, адиаболами и т.д.), а также по минералогическим признакам, указывающим на низкие давления и в ряде случаев – на очень высокие температуры во внутренней зоне роговикового ореола (спуррит-марвинитовая или сандин-роговиковая фация). Поэтому контактово-метаморфические породы выделялись почти во всех классификациях и их целесообразно оставить в ранге самостоятельного класса.

Глава 2. Принципы классификации регионально-метаморфических и контактово-метаморфических пород

Итак, к классу регионально-метаморфических пород отнесены наиболее распространенные на земной поверхности и преобладающие в разрезе земной коры породы, причем сюда отнесены породы и ареального, и локального (вдоль зон разломов) метаморфизма, так как между ними устанавливаются постепенные переходы. Более того, во многих зонах разломов (например, в Иртышской зоне смятия) они оказались сложные тектонические чешуи, совмещенные при взбросо-надвиговых движениях и первоначально принадлежавшие ареальным проявлениям метаморфизма. Сами породы ареального и локального проявления не отличаются, исключая глаукофановые сланцы и некоторые другие специфические породы. Регионально-метаморфические породы характеризуются ареальным развитием кристаллизационной сланцеватости, линейности и других признаков, указывающих на одновременную деформацию и перекристаллизацию пород, поэтому они нередко называются динамометаморфическими.

Класс контактово-метаморфических пород объединяет метаморфиты, приуроченные к контактам магматических тел или включенные в них в виде ксенолитов и обладающие, как правило, массивной текстурой, роговиковой мозаичной структурой при отсутствии сланцеватости, линейности и других признаков, указывающих в совокупности, что перекристаллизация в них в типичных случаях происходила без деформации под влиянием лишь тепла магматических тел, поэтому они нередко называются продуктами термального метаморфизма. Они отличаются от регионально-метаморфических и по минеральным ассоциациям, указывающим на низкие давления (малую глубинность) при их образовании (как правило, не более 2-3 кбар). В группе метапелитов и кварц-полевошпатовых пород – это частое нахождение эндальзита (хиастолита), кордиерита, отсутствие кианита, хадимитовых пироксенов, редкое – ставролита, пироп-альмандиновых гранатов; в метабазитах – отсутствие пироп-альмандиновых гранатов, хадимитовых пироксенов, глаукофана и т.д.

В то же время многие ассоциации в этих двух классах пород сходны. Рассматриваемые ассоциации и облик пород (зернистость и т.д.) определяются составом пород, который может быть охарактеризован теми же пятью группами, и степенью метаморфизма (преимущественно температурой, в регионально-метаморфических породах также давлением). Поэтому оба класса пород могут быть классифицированы по тем же принципам на количественно-минеральной основе, с использованием тех же диаграмм состав-парагенезис для главных групп пород (см. ниже).

Следует отметить, что количественно-минеральная основа их классификации предполагает определение не только количественных соотношений между минералами для выделения семейств и видов пород (рис.1), но и

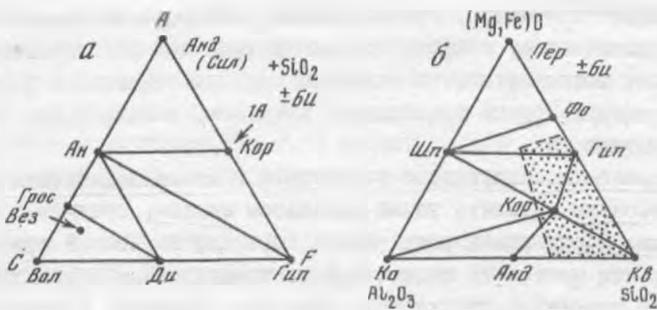


Рис. I. Выделение минеральных видов по Гольдшмидту (1911) для пород:
а - насыщенных, б - недосыщенных SiO_2

сведения (по возможности, количественные) о составе минералов, без чего правильная диагностика пород невозможна. Например, гранат-пироксеновая порода может быть гранатовым пироксенолитом ультрамафического состава, эклогитом метабазитового состава или скарном, скарноидом известково-силикатного состава. В первом случае богатый пиропом гранат ассоциируется с магнезиальными орто- и клинопироксеном, во втором - кальциевый пироп-альмандин - с хадегитовым клинопироксеном, в третьем - гроссуляр-андрадит - с высококальциевым пироксеном (диопсидом, геденбергитом). Первые две породы возникают при региональном метаморфизме высоких давлений, третья, как правило, - при контактном метасоматозе или региональном метаморфизме умеренных давлений.

Что касается детальной оценки давлений и температур, то минеральные ассоциации при учете состава минералов позволяют в большинстве случаев очень детально расчленить метаморфические породы на субфации, фации, фациальные серии (Фации метаморфизма, 1970; Маракушев, 1973; Глебовицкий, 1973). Однако непосредственно в полевых условиях эти фации и субфации не устанавливаются или устанавливаются с трудом. Поэтому по давлению, кроме упомянутого выше случая контактно-метаморфических пород, соответствующих низким давлениям, но выделяемых, как отмечалось по независимым геологическим и структурным признакам, следует, вероятно, обосновать также метаморфические породы наиболее высоких давлений, которые присутствуют в верхней мантии или устанавливаются в особых зонах в земной коре (например, в поясах глаукофановых или голубых сланцев)¹. Такой подкласс мантийно-коровых пород высоких давлений (эклоги-

¹ Существует представление, что глаукофановые сланцы и парагенные им породы не несут прямых признаков повышенных давлений, а возникают, по А.А.Маракушеву, в условиях высокого потенциала щелочей (Петрография, 1986).

ты, гранатовые перидотиты, глаукофановые и хадеитсодержащие сланцы и др.) по геологическим, структурно-текстурным, минералогическим признакам надежно устанавливается только в группах основных и ультраосновных пород, которые резко преобладают в мантии, и только для них традиционно и выделяются.

По геологическим, структурно-текстурным и минералогическим признакам целесообразно выделять также подклассы низко-, средне- и высокотемпературных пород или породы низкой, средней и высокой степени метаморфизма. Это не только соответствует традиционным подразделениям, использующим текстурно-структурные признаки (филлиты, сланцы, кристаллосланцы и гнейсы), но и позволяет, как увидим ниже, на количественно-минеральной основе в каждом подклассе однозначно выделять семейства и виды пород, так как каждый подкласс отличается по набору главных минералов метаморфических пород. Предлагаемое в данной работе деление на классы и подклассы по условиям образования, а на группы и подгруппы — по химическому составу принципиально соответствует тому делению, которое в настоящее время принято для магматических пород (Магматические... породы..., 1983), хотя в деталях, конечно, отличаются.

На изложенной выше основе выделяются следующие 10 подклассов пород в первых двух классах метаморфитов.

Класс I. Регионально-метаморфические.

Подклассы: I-1 — высокотемпературные (гнейсы, кристаллосланцы, гранулиты, мраморы); I-2 — среднетемпературные (гнейсы, кристаллосланцы, амфиболиты, мраморы и др.); I-3 — низкотемпературные (филлиты, сланцы и др.); I-4,5 — корово-мантийные (высоких давлений) средне- и высокотемпературные (эклогиты, гриквайты, хадеитовые породы и др.); I-6 — высоких давлений низкотемпературные (глаукофановые сланцы); последние три подкласса выделяются только для метабазитов и метаультрабазитов; I-7 — высокоградиентного океанского метаморфизма.

Класс II. Контактово-метаморфические.

Подклассы: II-1 — высокотемпературные; II-2 — среднетемпературные; II-3 — низкотемпературные.

В следующей главе мы рассмотрим детальное класс регионально-метаморфических пород, резко преобладающих по объему в коре и верхней мантии, среди всех классов метаморфитов, затем контактово-метаморфические породы. Остальные классы рассмотрены в отдельных главах.

Отметим, что предлагаемое деление на подклассы вызвало дискуссию и представляет промежуточный, хотя, возможно, и оптимальный вариант среди многих обсуждавшихся решений. В крайних вариантах деление на подклассы в таком виде либо вообще отрицалось (А.А.Маракушев, В.И. Фельдман и др.), так как, по их мнению, является нечетким или гипотетичным, либо давалось, наоборот, более дробное деление на три фациальные серии по давлению (В.А.Глебовицкий, К.А.Шуркин и др.), что требует детального минералогического определения, весьма затруднен-

шего в полевых условиях. Следует подчеркнуть, что предлагаемое деление на подклассы, хотя и использует в названиях режим температуры и давления при метаморфизме, фактически основано на независимых геологических и структурных признаках (зернистость и др.), примерно коррелирующих с величинами T и P . В данной работе нет возможности изложить все точки зрения. Эти вопросы требуют специального обсуждения.

По составу, как и магматические, все метаморфические породы делятся на несколько групп. Традиционно предлагается следующее ограниченное число групп.

А. Метапелиты и кварц-полевошпатовые породы.

Б. Метабазиты.

В. Карбонатные и смешанные силикатно-карбонатные породы.

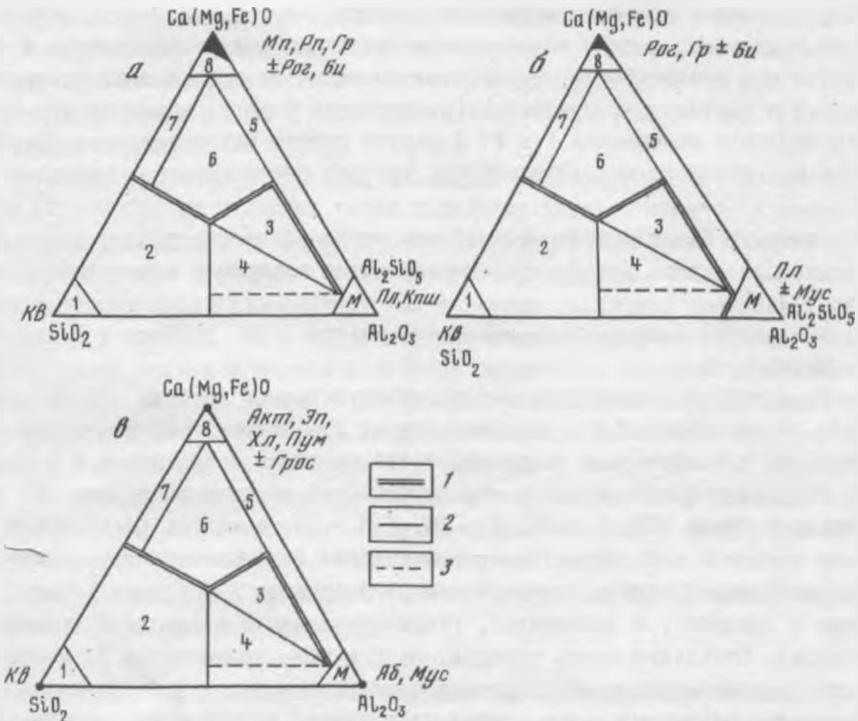
Г-Е. Редкие породы: Г - ультраосновные, Д - железистые, Е - самые редкие или специфические (марганцовистые, щелочные, фосфатные и т.д.).

По распространенности среди метаморфических пород коры группа А составляет около 55%, Б - 25, В - 15, Г-Е - 5%, в мантии резко преобладают группы Б и Г. Среди них магматические (и смешанные тuffогенно-осадочные) породы присутствуют частично в группах А (кислые), Б (основные и средние), Е (щелочные), резко преобладают в группе Г (ультраосновные). Остальную часть групп А, Б, Е в все породы групп В, Д составляют метаморфизованные осадочные породы.

Выделение названных групп проведено с учетом их исходного состава и преобладающего химизма, что, в свою очередь, определяет возможность моделирования каждой группы с помощью упрощенной трехкомпонентной системы и позволяет провести деление на семейства и виды на количественно-минеральной основе.

Разделение групп А и Б проведено на диаграмме Кв-салические (полевые шпаты \pm $\text{Al}_2\text{Si}_5\text{O}_{10}$, мусковит) - темноцветные минералы (рис.2), примерно соответствующие также соотношению $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Ca}(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O}$. Эта диаграмма иллюстрирует общий принцип количественно-минералогического подхода к выделению групп и семейств. Границами для выделения групп и семейств здесь и на других диаграммах приняты содержания главных минералов 10 и 50% (исключения специально оговорены ниже). Типичные метабазиты содержат менее 10% кварца, и только для переходных семействы содержание кварца 10-50% при преобладании темноцветных минералов над полевыми шпатами (кварцевые пироксенолиты, гормблендиты, кварц-актинолитовые сланцы; кварцевые пироксеновые кристаллосланцы, кварцевые амфиболиты, кварцевые зеленые сланцы).

Породы группы А содержат менее 50% темноцветных, преимущественно (Mg, Fe) -минералов. Другой их не менее важный признак, не отраженный на рис.1, - бедность CaO (обычно менее 5%), благодаря чему весь кальций, как правило, входит в плагиоклаз. По отношению салических минералов - кварца и полевошпатовой группы ($\pm\text{Al}_2\text{Si}_5\text{O}_{10}$, мусковит, пирофил-



Р и с. 2. Схема разделения метапелитов (1-4) и метабазитов (5-8) по соотношению кварца (SiO_2)-полевошпатовых минералов $\pm \text{Al}_2\text{SiO}_5$ + мусковита (Al)-тёмноцветных минералов (Ca, Mg, Fe) для подклассов высоко- (а), средне- (б) и низкотемпературных (в) метаморфических пород:

I-3 - граници: I - груп., 2 - семейств, 3 - видов пород; I - кварциты; 2 - кварцито-гнейсы (а), кварцито-сланцы (б, в); 3 - гнейсы, кинцигиты (а), глиноzemистые кристаллосланцы (б), филлиты (в); 4 - гнейсы, гранито-гнейсы (а, б), сланцы, метапесчаники (в); 5 - пироксеновые кристаллосланцы (а), амфиболиты (б), зеленые сланцы (в); 6 - пироксеновые гнейсы и кварцевые кристаллосланцы (а), кварцевые амфиболиты и кристаллосланцы (б), кварцевые зеленые сланцы и метаграуваки (в); 7 - кварцевые пироксенолиты (а), кварцевые амфиболиты (б), кварц-актинолитовые (эпидотовые, хлоритовые) породы; 8 - пироксенолиты (а), амфиболиты (б), актинолититы, родониты (в).

лит) - породы группы А подразделяются на семейства кварцитов; метапелитовых кристаллосланцев и кварцито-сланцев (или филлитов, кварцитов в низкотемпературных подклассах); гнейсов (или кальциофильтов - метапесчаников в низкотемпературном подклассе)¹. Семейства И (см. рис. 2) представлены мономинеральными породами (пироксенолиты, амфиболиты, плагиоклазиты, слюдиты) и в значительной части относятся к классу метасоматических пород.

¹ Описываемые ниже семейства метапелитов и кварц-полевошпатовых пород выделены по ассоциациям минералов более детально.

Группа В выделяется по содержанию CO_2 - более 5% (карбонатов более 10%) в средне-, высокотемпературном и более 10% (карбонатов более 20%) в низкотемпературном подклассах - и делится на две подгруппы - собственно карбонатные (карбонатов более 90%) и смешанные (карбонатов 10-90%), однако конкретные диаграммы построены несколько иначе и охватывают содержания 0-100% карбонатов (см. рис.7,II).

Дальнейшие подразделения на семейства и виды пород проводятся с учетом разных Ca-Mg-Fe-минералов на количественно-минеральной основе с помощью упомянутых выше диаграмм для отдельных групп: А - AFM; Б - АСРМ; В - Si, Ca, Mg, Fe; Г - Al, Ca(Mg,Fe); Д - SiO_2 -(Fe, Mg)O- Fe_2O_3 . Поля на этих диаграммах (см. рис.3-14) соответствуют семейства метаморфических горных пород, а по минеральным особенностям (соотношению главных минералов или дополнительным минералам) выделяются виды горных пород. Например, эклогиты относятся к группе метабазитов, подклассу I-4 и I-5 (поля Ia, Iб, см. рис.8, а,б). В качестве главных минералов они содержат гранат (кальциевый пироп-альмандин) и жадеитовый клинопироксен и образуют семейство, в которое входят минеральные виды - кианитовый эклогит, корундовый эклогит, амфиболовый эклогит и т.д. Разновидность эклогитов может быть определена по структурным признакам (например, пятнистый или порфиробластический эклогит, полосчатый эклогит), по степени вторичных преобразований (диафторированный эклогит - амфиболизированный или хлоритизированный) и т.д.

Аналогично этому семейство биотит-кордиеритовых роговиков (см. рис.12) относится к группе метапелитов, подклассу II-2 и подразделяется на виды собственно кордиеритовых, андалузит-кордиеритовых, шпинель-кордиеритовых роговиков (также см.рис.1):

В большей части случаев каждой подгруппе в данном подклассе соответствует одно семейство метаморфических пород. Их можно объединять в изохимические (для данной подгруппы) или изофацальные (для данного подкласса) ряды семейств.

В следующих двух главах выделены и кратко описаны семейства и виды в группах пород аналогично тому, как это было сделано для магматических пород (Классификация..., 1981).

Глава 3. Регионально-метаморфические породы

Региональный метаморфизм - широкомасштабный процесс преобразования исходных осадочных и магматических пород, идущий на глубине без существенного плавления и метасоматоза. Изменение пород вблизи поверхности (выветривание, диагенез) традиционно к метаморфизму не относится. Частичное плавление высокометаморфизованных пород обуславливает переход к ультраметаморфическим породам, а существенное проявление метасоматоза в локальных зонах и участках - переход к метасоматическим породам, хотя разграничение метасоматических пород, возникших

при региональном метаморфизме, от собственно метаморфических – задача достаточно сложная и в полевых условиях решается с трудом. Факторами минеральных равновесий при региональном метаморфизме являются температура, варьирующая от 250–300 до 1000–1100°С, давление от 1–2 до 20–25 кбар в коре и до 50 кбар в верхней мантии, судя по непосредственно изучаемым ксенолитам пород верхней мантии (Глубинные ксенолиты..., 1975), а также состав флюида (соотношение H_2O, CO_2 и окисленность флюида), зависящий в основном от состава метаморфизуемой толщи (метаморфической формации). В настоящее время большинством авторов отрицается привнос больших масс флюида из мантии и региональный метасоматоз для обычных регионально-метаморфических пород, но признается для ультраметаморфических и некоторых переходных пород.

Важнейшим фактором регионального метаморфизма, как уже отмечалось в предыдущей главе, является интенсивная деформация пород, соотношение которой с изменениями величин T и P определяет основные структурно-текстурные особенности регионально-метаморфических пород. Но сама деформация и связанный с ними стресс (негидростатическое давление), как установлено в последние десятилетия, не являются самостоятельным фактором минеральных равновесий.

Особый случай – метаморфизм пород океанского дна, наблюдаемый в драгированных образцах, керне скважин, пробуренных в океаническом дне, а также в оphiолитовых сериях на континентах, трактуемых как тектонические фрагменты палеоскважинской коры. В них наблюдается резкая температурная зональность по глубине (до 70–100 град/км), отсутствие или слабое проявление деформаций пород, нередко пятнистое проявление метаморфизма и метасоматоза, связанное с неравномерным просачиванием нагреваемой морской воды. В этом отношении метаморфизм пород океанического дна склонен к контактному метаморфизму, но отличается региональным распространением в океанах и тектонических чешуях оphiолитов, отсутствием четкой связи с контактами интрузивных тел и постепенными переходами при появлении деформаций вдоль зон трансформных разломов к типичным регионально-метаморфическим породам. Этот метаморфизм проявляется преимущественно в метабазитах и метаультрабазитах.

Специальную проблему представляет переход от слабо измененных диагенезированных пород к регионально-метаморфическим. В области от 50 (диагенез) до 250°С (начало регионального метаморфизма) реакции между силикатными минералами даже в присутствии флюида идут очень медленно и резко ускоряются при $T=250–300^{\circ}C$, особенно если они сопровождаются деформацией. Поэтому обычно граница, фиксирующая начало регионального метаморфизма, картируется в поле достаточно отчетливо. Однако она проявлена неодинаково в разных породах в зависимости от их состава, свойств и степени деформации. Поэтому в низкотемпературном подклассе много пород, сохранивших признаки исходных – осадочных и магматических. Для них используется номенклатура исходных пород с приставкой "мета" (например, метапсаммит, метабазальт, метатуф).

Эти могут переслаиваться с типичными метаморфическими породами (фильтрами, сланцами).

В каждой группе пород А-Е по особенностям минерального состава выделяются семейства регионально-метаморфических пород. Для удобства их выделения в каждой группе по особенностям состава, коррелирующимся с происхождением пород (метаморфизованные вулканиты, разнотипные осадочные породы, смешанные породы), выделяются подгруппы, и в каждой подгруппе для каждого подкласса (высоко-, средне- и низкотемпературные, в некоторых случаях те же для высоких давлений) выделяются семейства: в идеале — одно семейство для каждой подгруппы и такого подразделения по набору минералов, коррелирующегося с температурой.

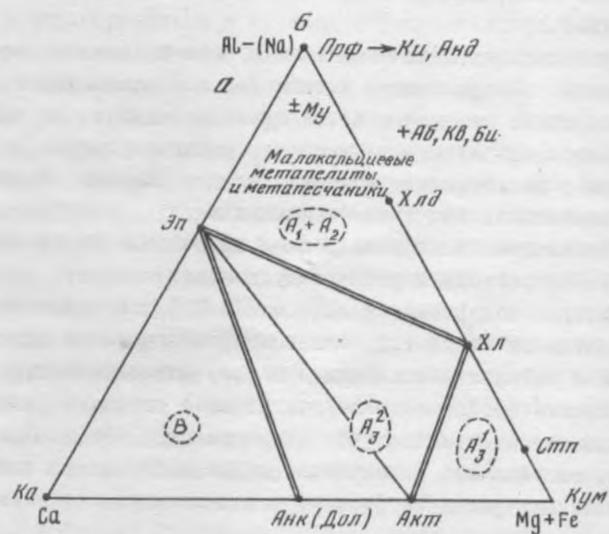
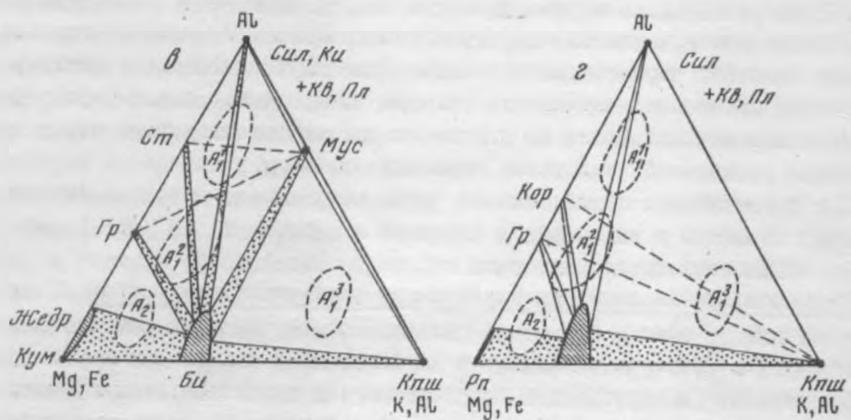
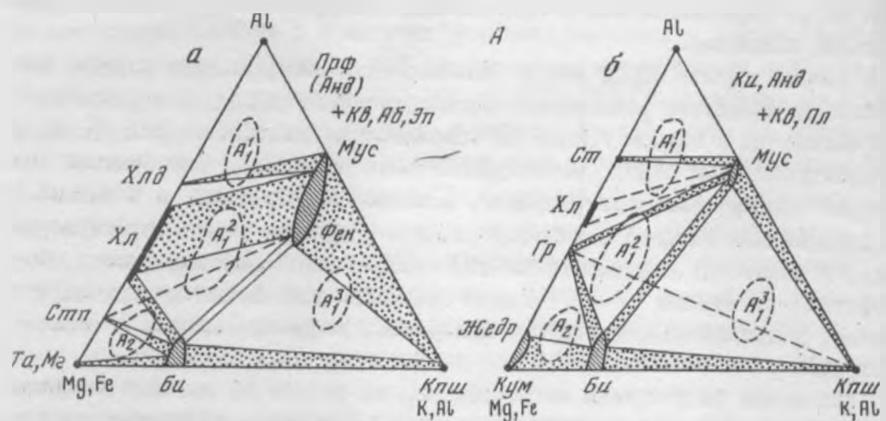
Однаковые по условиям метаморфизма, но разные по составу семейства образуют подкласс метаморфических пород. Например, высокотемпературный подкласс регионально-метаморфических пород объединяет семейства разного состава: гранулитов, двутироксеновых кристаллосланцев, пироксеновых гнейсов, пироксенолитов, оливиновых пироксенолитов и метапироксенитов, известково-силикатных сланцев, скарновидов, кальцифиров, форстеритовых доломитов; то же для подкласса корово-мантийных пород: семейства грикванситов, эклогитов, гроспидитов и др.

Для практических целей, однако, удобнее рассмотреть выделение важнейших семейств и видов пород отдельно в группах А, Б+Г, В, Д для всех подклассов метаморфических пород.

Группа А. Метапелиты, гнейсы и кварц-полевошпатовые сланцы. В эту группу входят бывшие осадочные (метааргиллиты, метаалевролиты, метапесчаники и метатуфопесчаники) и магматические породы кислого и среднего состава (метариодиты, метавандезиты и т.д., называемые иногда в зарубежной литературе "семипелитами"), бедные CaO, с низким содержанием CO_2 (лишь на начальных ступенях метаморфизма стабильны сидериты и пистомезиты).

Плагиоклаз устойчив во всех ассоциациях, его основность не выше олигоклаз-андезина. Кварц всегда в избытке, и в зависимости от его количества в валовом отношении $\text{Si}(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Al}+\text{Na}+\text{K})$ состав пород меняется (см. рис. 2) от кварцитов и кварцито-сланцев до гнейсов (метапесчаников), филлитовых и кристаллических сланцев. Количество плагиоклаза тем больше, чем выше отношение Na/Al в породе. Калиевый полевой шпат появляется в избытке обычно лишь после частичного или полного высокотемпературного распада мусковита.

Породы, в которых содержание кварца менее 50%, по количеству полевых шпатов делятся на кварц-полевошпатовые, обогащенные полевыми шпатами, — гнейсы в метапесчаники (как правило, малоглиноземистые), и высокоглиноземистые (составлено метапелитовые) сланцы и филлиты, обогащенные полевыми шпатами или не содержащие его вовсе. Присутствие или отсутствие плагиоклаза не отражается на стабильности остальных породообразующих минералов, и поэтому его количество не влияет на



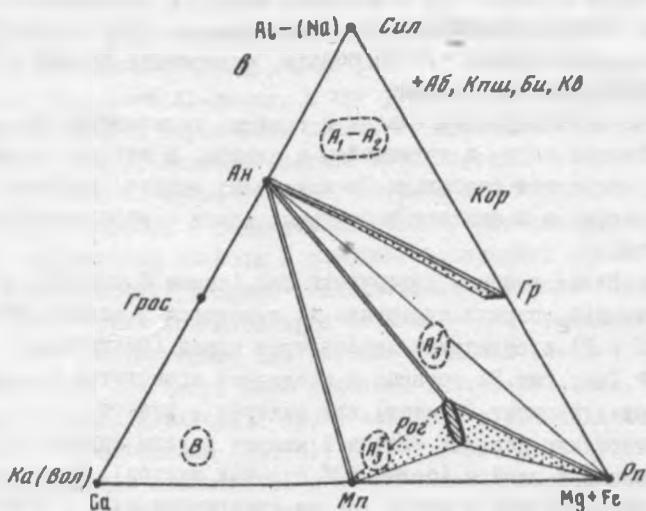
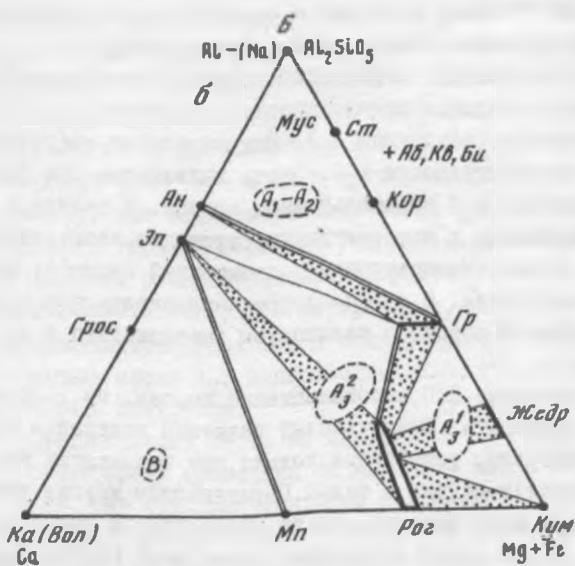


Рис. 3. Схема классификации метапелитов и гнейсов по степени глиноzemистости и насыщенности K_2O (А) и по степени насыщенности CaO (Б):

А: а - низко-, б, в - средне- и г - высокотемпературный подклассы; породы: A_1^1 - насыщенные K_2O (A_1^1 - высоко- и A_1^2 - низкоглиноzemистые, A_1^3 - метариолиты и метааркозы), A_2 - недосыщенные K_2O ; Б: а - низко-, б - средне- и в - высокотемпературный подклассы; A_3 - Ca -содержащие метабазиты и гнейсы (A_3^1 - мало- и A_3^2 - высокоглиноzemистые); В - породы карбонатной группы

выделение вещественных подгрупп и семейств, отражаясь только в видовом названии породы (сланец, гнейс, плагиогнейс)^I.

Главное подразделение пород этой группы проводится по содержанию CaO. Выделяются малокальциевые породы (подгруппы A₁ и A₂) и кальций-содержащие породы (подгруппы A₃). Подразделение малокальциевых пород проводится по насыщенности K₂O. Здесь выделяются две подгруппы.

A₁ - насыщенные K₂O малокальциевые породы. В низко- и среднетемпературных подклассах в них всегда присутствует избыточный мусковит (фенгит), в высокотемпературном - избыточный калишпат как продукт разложения мусковита. В низко- и среднетемпературном подклассе можно выделять отдельно породы с калишпатом (метариолиты и др.), наиболее богатые K₂O.

A₂ - недосыщенные K₂O малокальциевые породы, не содержащие ни мусковита, ни калишпата. Единственный калиевый минерал - биотит. В них стабильны минералы, устойчивые только при недостатке калия: куммингтонит, антофиллит-жадрит и тальк. Парагенезис других темноцветных и силикатов глиносема нередко сильно отличается в подгруппах A₁ и A₂ (см. рис.4, 5). В целом ассоциации пород этой группы моделируются тетраэдром Al-Fe-Mg-K (или K, Al, поскольку породы, в которых K/Al>1 неизвестны) в присутствии избыточных кварца и плагиоклаза. Очень редко встречаются высокотемпературные, недосыщенные SiO₂ (с корундом, шпинелью) или низкотемпературные породы, содержащие наряду с кислым плагиоклазом эпидот или кальцит.

A₃ - кальцийсодержащие сланцы и гнейсы, количество CaO - 3-8 мас.%. Сюда относятся пара- и ортогнейсы и сланцы, в которых кроме слюд, граната и плагиоклаза стабильны Ca-минералы: эпидот, роговая обманка, клинопироксен, а в низкотемпературных зонах - небольшое количество карбонатов.

При еще более высоком содержании CaO (свыше 8 мас.%) и уменьшении содержания SiO₂ породы подгруппы A₃ смыкаются с полями метабазитов (группы Б и Г) и силикатно-карбонатных пород (подгруппа В). На диаграмме АСР (см. рис.3) граница с последней проводится по коннодам клинопироксен + анортит (эпидот) или анкерит + эпидот.

По соотношению полевых шпатов и кварца породы группы А делятся на метапесчаники и гнейсы (более 50% полевых шпатов), филлиты и сланцы (обединенные полевыми шпатами или не содержащие их). С ростом содержания кварца метапелиты, гнейсы и Ca-содержащие сланцы переходят в кварцито-сланцы и кварциты.

Соотношение подгрупп пород и типичных ассоциаций малокальциевых пород, отличающихся по содержанию Al и K, схематически представлено на проекции Al-K, Al-Fe, Mg (рис.3, А), а Ca-содержащих пород - на

^I Предлагается (В.И.Фельдман) относить к гнейсам породы, содержащие в качестве породообразующих минералов кварц, полевой шпат (один или два) и цветной минерал (один или несколько).

рис.3, Б. Наибольшее значение имеет треугольник АК(Р+М) (см. рис.3, А, в) для низкотемпературных пород, в которых белая слюда сильно отличается от чистого мусковита и представлена фенгитом или серицитом, как часто называют низкотемпературную слюду. Предпочтительнее термин "фенгит" для низкоглиноземистых слюд, в которых происходит замещение $2\text{Al} \rightarrow \text{Si}$, Mg . Для мелкочешуйчатых слюд в высокоглиноземистых породах, близких к мусковиту, или мелкочешуйчатых белых слюд неизвестного состава можно сохранить термин "серцицит" (серцитовые сланцы). На рис.3, А показаны поля наиболее распространенных пород: A_1^1 (высокоглиноземистые), A_1^2 (низкоглиноземистые), A_1^3 (метарилолиты, метаэркозы) с калишпатом (для высокотемпературных пород ассоциации A_1^2 и A_1^3 не различаются) и более редких пород A_2 , недосыщенных K_2O . Границами их служат конноды $\text{Xl}(\text{Gr})$ -Мус и $\text{Xl}(\text{Gr})$ -би.

В подгруппе Са-содержащих пород на диаграммах АСР (см. рис.3, Б) границы между семействами проведены по коннодам Акт + Хл, Рог + Гр или Рп + Рог + Аи. Они отделяют умеренно кальциевые породы, в которых из Са-минералов кроме плагиоклаза стабильна только роговая обманка, от более кальциевых, где устойчивы эпидот, анкерит (доломит) и моноклинный пироксен.

На рис.4 показаны ассоциации насыщенных K_2O пород в виде проекций в тетраэдре АКММ на плоскость $\text{Al}-\text{Fe}-\text{Mg}$ из вершины состава мусковита (а, б, в) или калишпата (г, д), а на рис.5 - ассоциации недосыщенных K_2O пород на плоскости $\text{Al}-\text{Fe}-\text{Mg}$ в присутствии биотита. Границы мало- и высокоглиноземистых пород (см. рис.4, 5) проводятся по коннодам Гр - Хл или Гр - Кор. Валовые составы метапелитов, лежащих ближе к А'-углу и содержащих, кроме граната, хлорита или кордиерита, также хлоритоид или ставролит и силикаты глиноzemа, естественно отделяются от менее глиноземистых гнейсов и сланцев, содержащих биотит, ортопироксен, куммингтонит, хедрит, стильномелан и тальк. Только в низко- и высокотемпературных подклассах (в системе АКРМ) выделяются некоторые семейства пород, характерные для высоких давлений (свыше 7-8 кбар). В более полном виде они могут быть показаны в системе $\text{Al}-\text{Na}$, $\text{Al}-\text{Fe}-\text{Mg}$, так как при высоких давлениях, кроме альбита, в ней появляются глаукофан и кадмитовые пироксены (рис.6). В результате мы получили следующую классификацию группы метапелитов в кварц-полевошпатовых породах.

A_1 . Подгруппа малокальциевых насыщенных K_2O метапелитов и кварц-полевошпатовых пород (см. рис.3, А: 4).

$I-3-A_1$. Низкотемпературный подкласс (см. рис.3, А, а; 4, а):

высокоглиноземистые¹ породы - семейство хлоритоид-серцитовых филлитов: хлорит-хлоритоид-серцитовые, хлоритоид-пирофиллит-серцитовые, кианит-хлоритоид-серцитовые;

¹ Включены во всех подклассах в рубриках 1) и 2) выделены соответственно высоко- и малоглиноземистые породы.

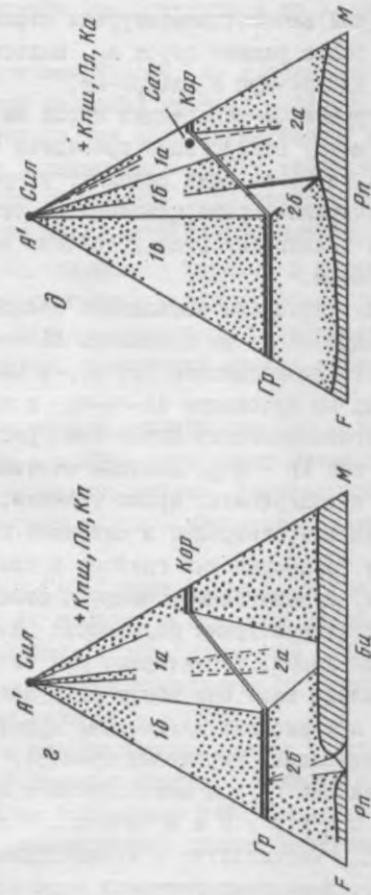
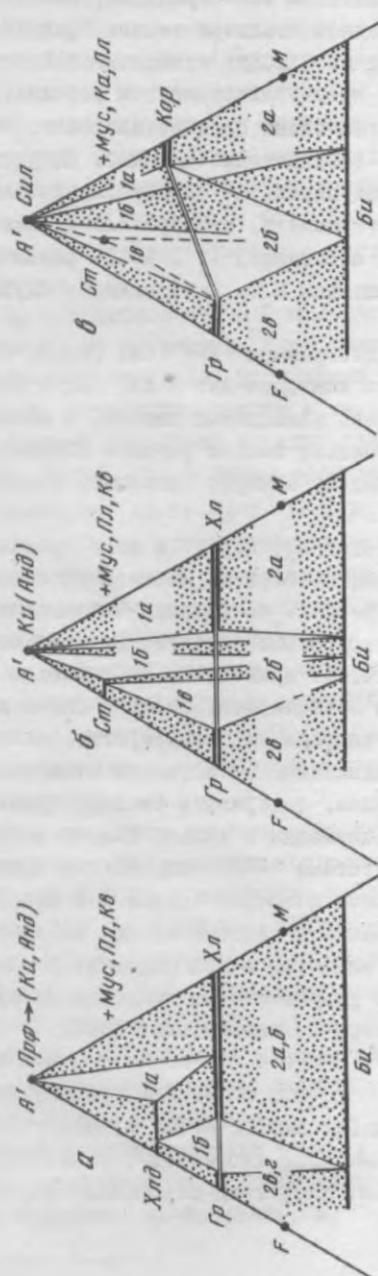
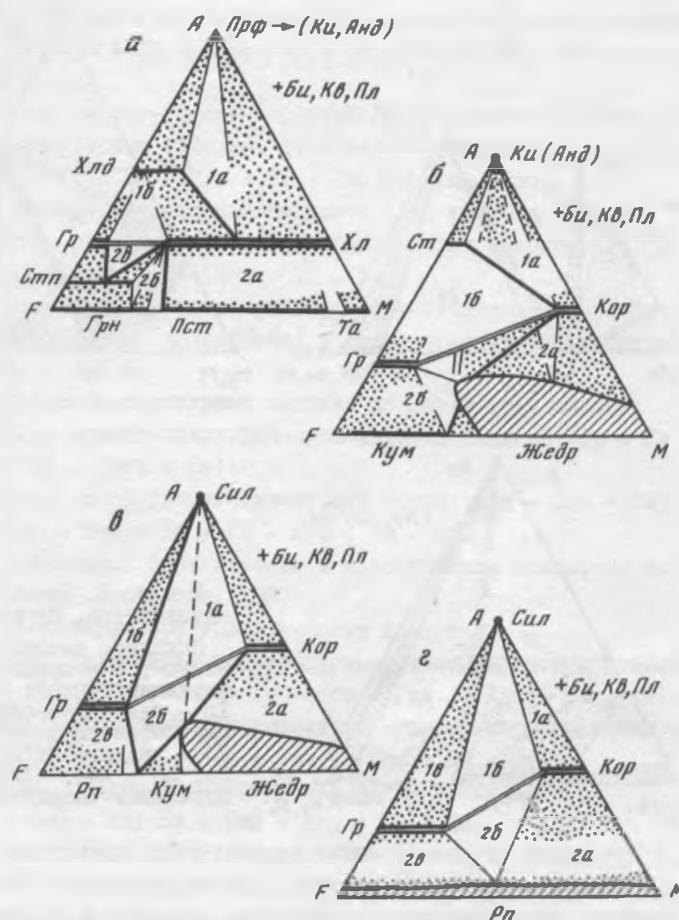


Рис. 4. Схема классификации насыщенных K_2O метапелитов и кварц-полевошпатовых пород.
 Подкласс: в - низкотемпературный, б, в - среднетемпературный, г - высокотемпературный, д - высокоглиноземистый, 1 - высокоглиноземистых, 2 - низкоглиноземистых (апп. 1а, 1б, 1в, 2а, 2б)



Р и с. 5. Схема классификации недосыщенных K_2O метапелитов и кварц-полевошпатовых пород. Усл. обозн. см. рис. 4

2) малоглиноземистые породы – семейство хлорит-фенгитовых филлитов: хлорит-фенгитовые, хлорит-басит-фенгитовые, хлорит-стильпномелан-фенгитовые (см. рис. 3, А, а).

I-6-А₁. Низкотемпературные высоких давлений – семейства карфолит-серпент-хлоритоидных, тальк-фенитовых сланцев, глаукофан-слодяных сланцев и филлитов. Здесь высоко- и малоглинистые сланцы по ассоциациям не различаются, так как во многих породах здесь может присутствовать хлоритоид: Гл + Пар + Фен + Хлд; Гл + Фен + Хл + Хлд в семействе глаукофан-слодяных сланцев (см. рис.6, а), магнезикарфолит + Мус+Хлд; Та + Фен + Хл + Хлд в семействе карфолитовых и тальк-фенитовых

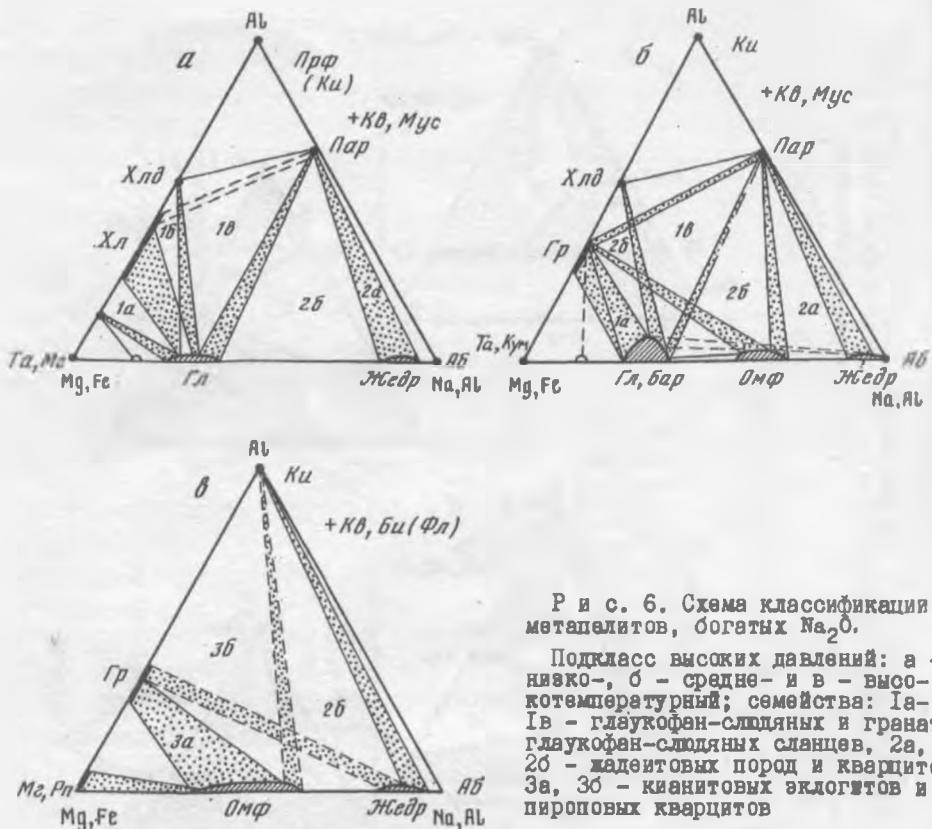


Рис. 6. Схема классификации метапелитов, богатых Na_2O .

Подкласс высоких давлений: а - низко-, б - средне- и в - высокотемпературный; семейства: 1а - глаукофан-слодянных и гранат-глаукофан-слодянных сланцев, 2а, 2б - хадеитовых пород и кварцитов, 3а, 3б - кианитовых эклогитов и пироповых кварцитов

сланцев. Такие ассоциации были детально описаны в Альпах (Chopin, 1984), на о-ве Груа и Центрально-Французском массиве во Франции, по данным К.П.Далор, на Кубе (Добрецов и др., 1987; Сомин, Мильян, 1981).

Среднетемпературный подкласс отличается большим разнообразием минеральных ассоциаций благодаря обилию минеральных реакций в интервале 500–650°C (Кепекинская, 1977; Кориковский, 1979). Они лишь схематично показаны (см. рис.3–5), причем традиционно можно выделить две зоны или две ступени.

I-2^I-А_I. Среднетемпературный подкласс, ранняя ступень:

1) семейство ставролит-гранат-кианит (андалузит)-мусковитовых сланцев, содержащих ассоциации (кроме мусковита, плагиоклаза, кварца): Ст + Гр + Хл ± Би; Кя + Ст + Би ± Хл; Анд + Би + Хл (см. рис.3, А, б; 4, б);

2) семейство биотит-гранат-хлорит-мусковитовых сланцев.

I-2^{II}-А_I. Среднетемпературный подкласс, поздняя ступень (см. рис.4, в):

I) семейство силиманит-гранат-кордиерит-мусковитовых сланцев: Сил + Гр + Би ± Ст; Сил + Гр + Кор; Сил + Би + Кор + (Мус + Кв + Пл, см. рис. 4,в);

2) семейство биотит-гранат-кордиерит-мусковитовых сланцев, от магнезиальных к железистым породам, ассоциации изменяются: Кор + Би; Кор + Гр + Би; Гр + Би ± Ст (+Мус + Кв + Пл) (см. рис.4,в).

I-I-A₁. Высокотемпературный подкласс (см. рис.3,А,г; 4,г):

I) семейство силиманит-гранат-кордиеритовых киншигитов: Сил + Кор + Гр + Би; Сил + Гр + Би + (Киш + Пл + Кв);

2) семейство гранат-гиперстен-кордиерит-биотитовых гнейсов: гранат-биотит-гиперстеновые (железистые) и гранат-биотит-кордиеритовые (магнезиальные).

I-5-A₁. Среднетемпературные высоких давлений (см. рис.6):

I) семейство гранат-глаукофан-мусковитовых сланцев: Гр + Гл + Хлд; Гл + Хлд + Пар + (Мус + Кв);

2) семейство кварц-гранат-хадеитовых пород: Хад + Хлм + Пар ± Гр + Мус + Кв; Хлм + Пар + Гр + Гл + Мус ± Ка + Кв.

Такие парагенезисы были описаны в Максютовском комплексе на Южном Урале (Добрецов, Добрецова, 1988).

I-4a-A₁. Высокотемпературные высоких давлений:

I) семейство силиманит-гранат-кордиерит-сапфировых гнейсов: Сил + Сап + Кор + Гип; Сил + Гр + Кор + Гип + (Киш + Пл + Кв);

2) семейство гиперстен-силлуминитовых-гранат-кордиеритовых гнейсов: Рп + Сил + Гр; Рп + Гр + Кор + Сил + (Киш + Пл + Кв);

3) семейство кианит-хадеитовых эклогитов и кварцитов:

Ки + Гр + Омф + Кв; Ки + Омф + Хад ± Гр + Кв.

Во всех подклассах присутствуют также семейства кварцитов и кварцито-сланцев (или гнейсо-кварцитов), которые могут не отличаться по ассоциациям от сланцев и гнейсов, но являются лейкократовыми породами, где преобладает кварц (50% Кв, см. рис.2). Семейства метариллитов и метааркозов выделяются в низко- и среднетемпературном подклассе наличием ассоциации Киш + Фен(Мус) + Би, к которым в низкотемпературном подклассе примешивается хлорит, в среднетемпературном – гранат.

A₂. Подгруппа малокальциевых недосыщенных K₂O метапелитов и кварц-полевошпатовых пород (см.рис.5, диаграммы AFM) объединяет породы без мусковита и калишпата, но с биотитом.

I-3-A₂. Низкотемпературные (см. рис.5, а):

I) семейство хлоритовых сланцев: Хл + Хд + Прф (или Ки, Аил); Хлд + Гр + Хл + (Би + Пл + Кв);

2) семейство хлорит-стильномелановых сланцев: Хл + Стп + Грн; Хл + Стп + Гр; Хл + Стп + Пст ± Та + (Кв + Пл ± Би).

I-2^I-A₂. Среднетемпературные, ранняя ступень (см. рис.5, б):

I) семейство ставролит-гранат-кордиерит-андалузитовых сланцев (пониженные давления) и семейство кианит-хадеритовых сланцев (повышен-

ные давления); можно выделить много видов пород с разнообразными сочетаниями Гр, Ст, Анд, Ки, Кор, Би;

2) семейство куммингтонит-гранат-жадритовых сланцев: Жадр + Кор + +(Би + Пл + Кв)-магнезиальные и Гр + Жадр + Кум +(Би + Пл + Кв)-железистые породы.

I-2^{II}-A₂. Среднетемпературные, поздняя ступень (см.рис. 5, в):

1) семейство силиманин-гранат-кордиеритовых плагиогнейсов (Сил + Гр + Кор + Би + Пл + Кв; Сил + Гр + Би + Пл + Кв);

2) семейство куммингтонит-гиперстен-жадрит-гранатовых плагиогнейсов, от магнезиальных к железистым породам: Кор + Жадр + Кум; Кор + Гр + Кум + Жадр; Гр + Кум + Гип + (Би + Пл + Кв).

I-5-A₂. Среднетемпературные высоких давлений - семейство тальк-кианитовых сланцев.

I-I-A₂. Высокотемпературные (см. рис. 3, г):

1) семейство силиманин-гранат-кордиеритовых плагиогнейсов, сходно с предыдущим, отличается составом минералов, ассоциацией с бемускитовыми породами;

2) семейство гранат-кордиерит-гиперстеновых плагиогнейсов, от магнезиальных к железистым породам: Кор + Рп; Кор + Гр + Рп; Гр + Рп (+ Би + Пл + Кв).

I-Ia-A₂. Высокотемпературные высоких давлений содержат ассоциации, аналогичные тем, что на рис:4, но без калишпата:

1) семейство силиманин-гранат-кордиерит-сапфировых плагиогнейсов и кварцито-гнейсов;

2) семейство гиперстен-силиманин-гранат-кордиеритовых плагиогнейсов.

A₃. Подгруппа ·Са-содержащих сланцев и гнейсов (см. рис. 3, б).

I-3-A₃. Низкотемпературный подкласс:

1) семейство актинолит-стильномелан-хлоритовых сланцев: Акт + Стп + Хл + (Аб, Кв);

2) семейство биотит-эпидот-хлорит-актинолитовых сланцев и метапесчаников: Би + Эп + Хл + Акт ± (Аб, Кв).

I-2-A₃. Среднетемпературный подкласс.

1) семейство биотит-куммингтонит-рогоовообманковых сланцев:

Би + Кум + Рог + Жадр + (Пл + Кв), Би + Рог + Жадр + Гр + (Пл + Кв);

2) семейство биотит-эпидот-рогоовообманковых плагиогнейсов:

Би + Эп + Рог + Гр + (Пл + Кв).

I-I-A₃. Высокотемпературный подкласс:

1) семейство гиперстен-рогоовообманково-биотитовых эндербитов:

Гип + Рог + Би(Пл + Кш + Кв);

2) семейство двуироксен-рогоовообманково-биотитовых эндербитов:

Гип + Ир + Рог + Би(Пл + Кш + Кв).

В табл.3 сопоставлены выделенные семейства группы метапелитов, гнейсов и кварц-полевошпатовых сланцев отдельно для подгрупп A₁ - насыщенных K₂O малокальциевых пород, A₂ - недосыщенных K₂O малокальциевых

Т а б л и ц а 3

Классификация регионально-метаморфических пород

Группы, под- группы	Подкласс		Высоких давлений				Низкотемпе- ратурные	Среднетемпе- ратурные	Высокотемпе- ратурные	Среднетемпе- ратурные	Низкотемпе- ратурные
	Умеренных давлений	Высокотемпе- ратурные	Среднетемпе- ратурные	Низкотемпе- ратурные	Высоких давлений						
	1	2	3	4	5	6					
A. Метапелиты, гнейсы и кварц-полевошпатовые сланцы											
A1: насыщен- K_2O	a) Гранат- гиперстен- кордиерит- биотитовых гнейсов, ^ж чернокитов	a) Биотит-гра- нат-кордиерит- мусковитовых сланцев (2 ^{II})	a) Биотит-гра- нат-хлорит- мусковитовых сланцев (2 ^{II})	a) Хлорит-гра- нат-хлорит- мусковитовых сланцев (2 ^{II})	a) Гиперстен- отит-сери- цитовых филлитов	a) Гиперстен- силиманит- гранат-хор- деритовых гнейсов	a) Хлорит-гра- нат-хорди- ерит-апфирин- овых гней- сов	a) Силиманит- гранат-хорди- ерит-апфирин- овых гней- сов (2 ^I)	a) Силиманит- гранат-хорди- ерит-апфирин- овых гней- сов (2 ^I)	a) Жадеит- коросситовых кварцитов	a) Гиперстен- силиманит- гранат-хорди- ерит-апфирин- овых гней- сов (2 ^I)
A2: недосы- щенные	a) Гранат-кор- диерит-гипер- стеновых пла- гистнейсов и эндоритов	b) Силиманит- гранат-хорди- ерит-мусковито- вых сланцев	b) Силиманит- гранат-хорди- ерит-мусковито- вых сланцев	b) Хлорит-се- рицитовых филлитов	b) Хлорит-се- рицитовых филлитов	b) Хлорит- гранат-хорди- ерит-апфирин- овых гней- сов	b) Силиманит- амфиболовых гиперстен- кварцитов	b) Силиманит- амфиболовых гиперстен- кварцитов	b) Жадеит- коросситовых кварцитов	a) Гиперстен- силиманит- гранат-хорди- ерит-апфирин- овых гней- сов (2 ^I)	

Таблица 3 (продолжение)

Группы, под-группы	Подкласс					
	умеренных давлений			высоких давлений		
	Высокотемпе- ратурные	Среднетемпературные	Низкотемпе- ратурные	Высокотемпе- ратурные	Среднетемпе- ратурные	Низкотемпе- ратурные
	I	2	3	4	5	6
	б) Силлиманит-гранат-кордиеритовых плагиогнейсов (2 ¹) в) Силлиманит-гранатовых кварцитов и плагиогнейсо-кварцитов	б) Силлиманит-гранат-кордиеритовых пла-гиогнейсов в) Ставролит-кианитовых (андалузитовых) кварцито-сланцев	б) Ставролит-кордиерит-анда-лузитовых сланцев (2 ¹) в) Ставролит-кианитовых (андалузитовых) кварцито-сланцев	б) Хлорито-идных сланцев б) Силлиманит-гранат-кордиерит-сапфириновых гнейсов	-	-
A ₃ : Са-содержащие сланцы и гнейсы	а) Гиперстен (роговообмачково)-биотитовых эндербитов б) Даупироксен (роговообмачково)-биотитовых эндербитов	а) Биотит-куммингтонит-рогообмакновых сланцев б) Биотит-эпидот-рогообмакновых плагиогнейсов	а) Активолит-стильномелан-хлоритовых сланцев б) Биотит-эпидот-хлорит-актинолитовых сланцев и метапесчаников	-	-	-
B. Метавазиты	Пироксеновых кристаллосланцев	Амфиболитов	Зеленых сланцев	Эклогитов	Амфиболовых эклогитов	Жадеит-глаукофановых эпидот-глаукофановых сланцев
B ₁ : нормальные (базальтоидные)						
B ₂ : кварцевые метабазиты	Пироксеновых мела-ногне-сов	Амфиболовых гнейсов и кристаллоелашев	Кварцевых зеленых сланцев	Кварцевых и кальциевых эклогитов	Кварц-амфиболовых эклогитов	Кварц-глаукофановых сланцев
B ₃ : пересыщенные CaO (известково-силикатные породы)	Известково-силикатных кристаллосланцев	Эрланов	Родингитов	Гроспиidotov	Кальциевых эклогитов; скарноидов	Лавсонит-гра-натовых родингитов
B ₄ : магнезиальные	Пироксенолитов	Амфиболитов	Хлорит-тальковых пород	Гранатовых пироксенолитов-гриквитов; амфибол флогопитодержащих пироксенолитов	Тальк-пироповых и дистен-тальковых сланцев	
B. Карбонатные и смешанные силикатно-карбонатные породы						
B ₁ : собственно карбонатные породы	Оlivин-клинопироксеновых мраморов	Амфибол-клинопироксеновых мраморов	Хлорит-амфиболовых мраморов	См. Зк	См. Зк	Лавсонитовых мраморов
B ₂ : силикатно-карбонатные породы	Оlivин-клинопироксеновых кальцифиров	Амфибол-клинопироксеновых кальцифиров	Хлорит-амфиболовых карбонатных сланцев	"	"	Карбонатно-глаукофанодержащих; карбонатных сланцев
B ₃ : карбонатно-силикатных пород	Клинопироксеновых известково-силикатных пород и скарноидов	Амфиболовых известково-силикатных пород	Карбонатных зеленых сланцев	"	"	Карбонатно-глаукофановых сланцев
Г. Метаультрабазиты	Оlivинитов (перидотитов)	Антофиллит-оливиновых пород	Серпентинитов и тальковых сланцев	Пироповых перидотитов	Пироп-жедрит-оливиновых пород	
Д. Железистые породы нормального ряда		Магнетитодержащих амфиболовых кварцитов	Магнетит-гематитодержащих хлоритовых кварцитов			

Таблица 3 (окончание)

Группы, под- группы	Подкласс		
	Высокотемпе- ратурные	Среднетемпе- ратурные	Низкотемпе- ратурные
	1	2	3
Δ_1 : безрудные магнетито- и малорудные кварциты	Магнетито- пердающих пиро- ксевых квар- цитов	Амфибол-магнетитовых квар- цитов и кварцитов и эванситов	Сидерит-магне- титовых и хлорит-магне- титовых квар- цитов и слан- цев
Δ_2 : железис- тые кварци- ты	Пироксен- магнетитовых кварцитов и эванситов	Амфибол-магнетитовых руд	Сидерит-магне- титовых и гема- руд
Δ_3 : железные руды	Пироксен- магнетитовых руд	Гранат-гипер- стен-близио- тического сос- тава	Эгирин-рибекитовых же- лезистых кварцитов и сланцев
Δ_4 : железистые породы специ- фического сос- тава			и мигма- титов

* Слово "семейство" здесь и далее означено.

** В группах а, б, в соответствуют мало- и высокоглиноземистым и высокоглиноземистым породам, 2¹ и 2¹ - ранней и поздней стадии.

*** Семейства высоких давлений от аналогичных семейств низких давлений отличаются (прочерки
означают, что выделение семейств высоких давлений не разработано).

пород в A_3 – кальцийсодержащих пород для каждого из шести подклассов. В большинстве из них и для A_1 , и для A_2 выделяются семейства: а) низкоглиноземистых пород; б) высокоглиноземистых пород; в) кварцитов, кварцито-гнейсов; кварцито-сланцев. Все семейства сопоставлены по вертикали в каждом подклассе с семействами других групп и подгрупп.

Всего в группе метапелитов, гнейсов и кварц-полевошпатовых сланцев выделено около 40 семейств, в каждом семействе от двух до пяти видов пород – итого около 130 видов метаморфических пород, для которых использовано около 10 общих терминов (гнейс, плагиогнейс, кварцит, кварцито-сланец, филлит и т.д.). Видовые названия определяются их количественно-минеральным составом, отраженным с известной долей условности (см. рис.2-6).

Больше видов метаморфических пород в этой группе не должно удивлять, так как это наиболее распространенная группа метаморфических пород в коре, объединяющая метаморфизованные, магматические и осадочные породы. Именно в этой группе пород наиболее отчетливо прослеживаются метаморфическая зональность, структурно-текстурные изменения, особенности деформации, маркирующие горизонты (кварцитов, высокоглиноземистых пород и т.д.), переходы к метасоматическим и ультраметаморфическим породам. Поэтому действительное разнообразие пород этой группы гораздо больше. Его можно отразить с помощью приставок и выделения разновидностей, например, плойчатый гнейс или сланец; порфиробластический сланец или гнейс; окварцованный или мусковитизированный гнейс; калишпатизированный (гранитизированный) гнейс и т.д.

Группа Б+Г. Метабазиты и метаультрабазиты. В эту группу, как уже отмечалось, относятся метаморфические породы, богатые CaO ($> 5\%$), и бедные CO_2 ($< 5\%$), как правило, также богатые $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$. Большинство из этих пород насыщенные и пересыщенные SiO_2 , т.е. кварцсодержащие. Только редкие в земной коре породы недосыщены SiO_2 . Это: оливин-(серпентин)- и(или) шпинель-корундсодержащие породы. Они относятся к группе метаультрабазитов (Γ) или переходных пород и включены нами в число редких (прочих) пород (группы Г, Д, Е).

Среди преобладающих метабазитов по составу можно выделить следующие подгруппы.

B_{1-2} . Обычные или типичные метабазиты, соответствующие метабазальтам и родственным породам. Всегда содержит плагиоклаз или его эквиваленты: омфацит, альбит+эпидот. Не содержит (или содержит в акцессорных количествах) как пересыщенных кальцием минералов, таких, как гросуляр, волластонит, пренит, пумпеллит и др., так и недосыщенных SiO_2 минералов (оливин, шпинель, корунд, серпентин). В свою очередь, подразделяются на подгруппы B_1 бескварцевых (или кварцсодержащих) сланцев, кристаллосланцев и подгруппу B_2 кварцевых пород, включая меланократовые гнейсы.

B_3 . Пересыщенные кальцием или известково-силикатные породы, которые включают редкие метаморфизованные изверженные породы (типа анортозитов), но преимущественно метаморфизованные осадочные породы (мергелисы-

тые, кремнисто-карбонатные) и в целом более редкие, чем породы подгруппы Б_I.

Б₄. Магнезиальные метабазиты, переходные к метаультрабазитам группы Г, включают некоторые метавулканиты и метаосадочные породы. Как правило, не содержат плагиоклаза, обогащены магнезиально-железистыми минералами типа ортопироксена, куммингтонита и т.д. Дают переходы, с одной стороны, в метаультрабазиты, с другой - в железистые осадки типа куммингтонитовых и магнетит-куммингтонитовых сланцев (см. ниже группу Д).

Г. Метаультрабазиты, содержащие оливин, серпентин (+тальк), шинель, корунд.

Выделение в этих подгруппах семейств на количественно-минеральной основе показано на рис.7, 8 в треугольнике Al-Ca-(Mg, Fe)(+SiO₂) с добавлением приставки (-SiO₂) для Al-(Mg, Fe)-минералов, недосыщенных SiO₂.

В результате мы получили следующую классификацию группы метабазитов.

Б_I. Подгруппа нормальных метабазитов.

I-1-Б_I. Высокотемпературный подкласс, семейство пироксеновых кристаллосланцев (см. рис.7, а, Ia-Ig): клинопироксеновый, двупироксеновый, гранат-двукирексеновый, (гранат)-ортопироксеновый кристаллосланец. Гранат-двукирексеновые и особенно гранат-клинопироксеновые породы появляются при повышенных давлениях и называются также эклогитоподобными. Они распространены, например, в породах сутамской фации Алданского щита.

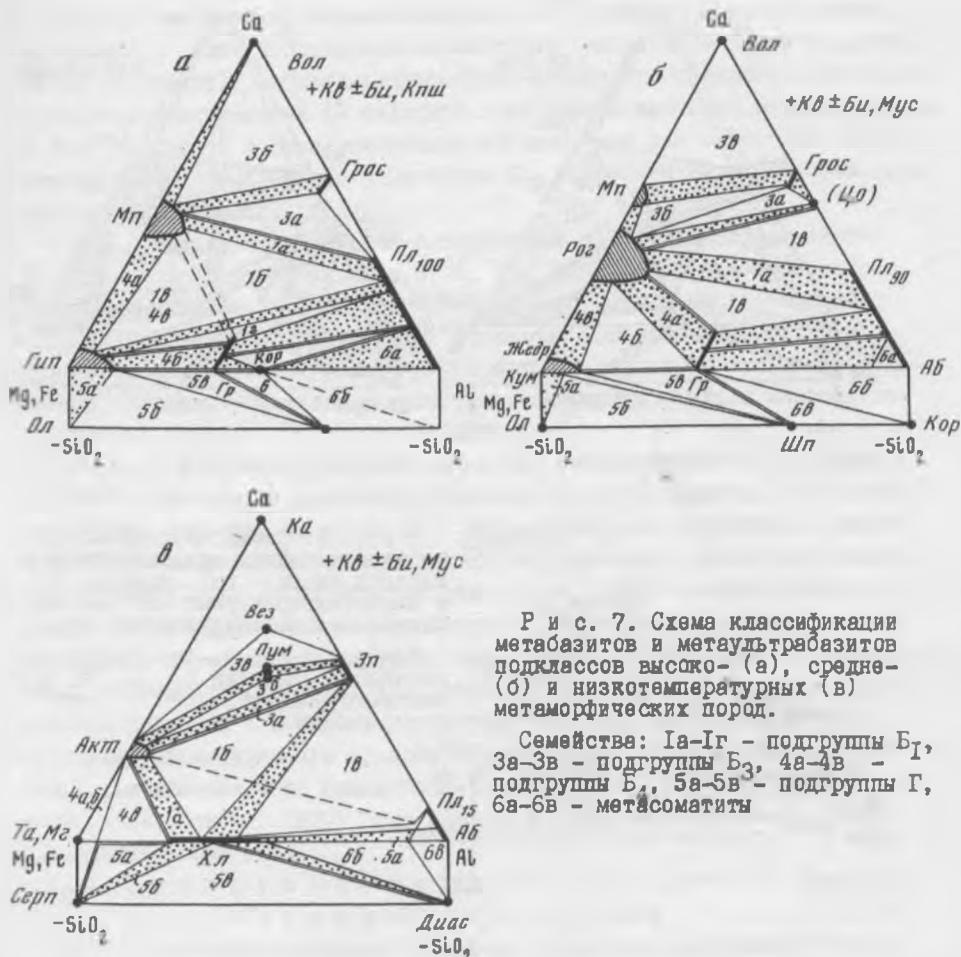
I-2-Б_I. Среднетемпературный подкласс, семейство амфиболитов (см. рис.7, б, Ia-Ib): амфиболит, гранатовый амфиболит, эпидотовый амфиболит (при понижении температуры). Эти породы одни из самых распространенных среди метабазитов.

I-3-Б_I. Низкотемпературный подкласс, семейство зеленых сланцев (см. рис.7, в, Ia-Ig): хлорит-актинолитовые, хлорит-эпидот-актинолитовые, хлорит-эпидотовые, фенгит-хлоритовые.

I-4-Б_I. Высокотемпературный подкласс высоких давлений, семейство эклогитов (см. рис.8, а, Ia-Ia): эклогит, дистеновый эклогит, корундовый эклогит. Эклогиты без амфиболя распространены в породах мантии, а также в наиболее высокотемпературных комплексах Норвегии, Чешского массива.

I-5-Б_I. Среднетемпературный подкласс высоких давлений, семейство амфиболовых эклогитов (см. рис.8, б, Ia-Ig): роговообманковый эклогит, эклогит (амфибол- и цоизитсодержащий), цоизит-роговообманковый и барравазит-глаукофановый эклогит. Такие эклогиты наиболее распространены в эклогит-гнейсовых и эклогит-сланцевых комплексах земной коры (Sobolev et al., 1986).

I-6-Б_I. Низкотемпературный подкласс высоких давлений, семейство эпидот-глаукофановых сланцев (см. рис.8, в, Ia-Ib): хлорит-эпидот-глаукофановые, винчит-эпидот-глаукофановые, пумпеллит-винчит-эпидотовые, пумпеллит-эпидот-глаукофановые). Породы этого семейства распространены в глаукофан-зеленосланцевых поясах Южной Сибири (Уймонский,



Р и с. 7. Схема классификации метабазитов и метаультрабазитов подклассов высокого (а), среднего (б) и низкотемпературных (в) метаморфических пород.

Семейства: Ia-Ig - подгруппы Б₁,
3a-3v - подгруппы Б₃, 4a-4v -
подгруппы Б₄, 5a-5v - подгруппы Г,
6a-6v - метасоматиты

Куртушибинский, Восточно-Саянский, Агинский, Тукурингра) (Добрецов и др., 1977). Семейство хадеит-глаукофановых сланцев (см. рис. 8, г, Ia-Ib): хадеит-глаукофан-хлоромелан: тонкие (\pm эпидот), глаукофан-хлоромеланитовые (\pm лавсонит), глаукофан-хлоромеланит-баррязитовые (\pm гранат). Подобные породы обычны в глаукофан-сланцевых поясах Полярного и Южного Урала (Добрецов, 1974; Ленных, 1977).

В семействах I-1-Б₂, I-2-Б₂ и другие аналогичные минеральные ассоциации с приставкой "кварцевые". Высокотемпературные ассоциации объединяются в семейства двупироксеновых гнейсов (I-1-Б₂) и амфиболовых гнейсов (I-2-Б₂).

Б3. Подгруппа пересыщенных CaO метабазитов — известково-силикатных пород.

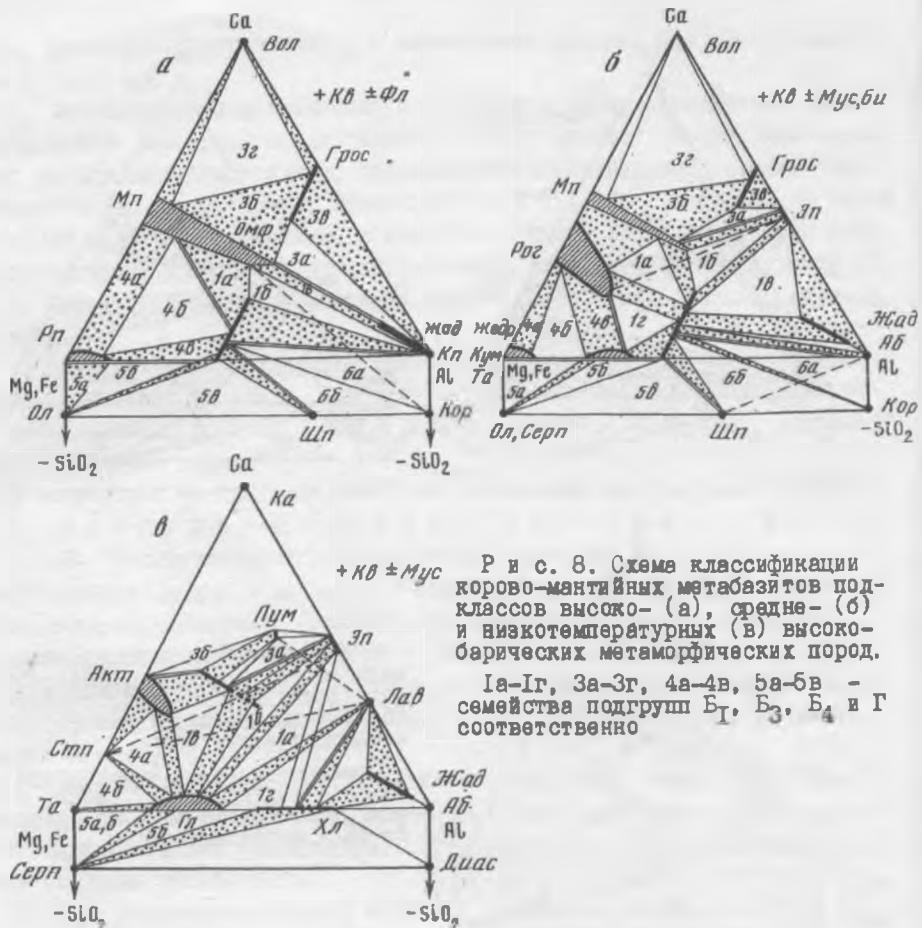


Рис. 8. Схема классификации корово-мантийных метабазитов подклассов высоко- (а), средне- (б) и низкотемпературных (в) высокобарических метаморфических пород.

Ia-Ig, Za-Zg, 4a-4b, 5a-5b – семейства подгрупп B_1 , B_3 , B_4 и G соответственно

I-I- B_3 . Высокотемпературный подкласс, семейство известково-силикатных сланцев (см. рис. 7 а, За, Зб): гроссуляр-фассант-анортитовые, диопсидовые, гроссуляр-диопсидовые, гроссуляр-плагиоклазовые, волластонит-гроссуляр-диопсидовые породы и сланцы.

I-2- B_3 . Среднетемпературный подкласс, семейство эрланов (см. рис. 7 б, За-Зв): tremolite-гроссуляр-цизитовых, гроссуляр-тремолит-диопсидовых, диопсид-гроссуляровых (\pm Ка, Кв или Вол). Породы этих двух семейств широко распространены в высокометаморфизованных толщах мергелистого состава, например, федоровской свите Алданского щита, пестрой толще Чешского массива. При снижении температуры или повышении степени карбонатности толщ (давления CO_2) они сменяются карбонатно-силикатными породами или кальцифирами.

I-3-Б₃. Низкотемпературный подкласс, семейство родингитов (см. рис. 7, в, За-3в): актинолит-хлорит-цоизитовых, актинолит-хлорит-гроссуляровых (\pm эпидот); актинолит-пумпеллит-хлорит-гроссуляровых, актинолит-гроссуляир-везувиановых (\pm кальцит). Эти породы наиболее распространены в виде включений в серпентинитовом меланж, так как в обычных низкотемпературных породах при повышенном CO_2 более обычны карбонатно-силикатные (мергелистые) сланцы.

I-4-Б₃. Среднетемпературный подкласс высоких давлений, семейство кальциевых эклогитов (см. рис. 8, б, За, 3б): эпидот-гроссуляир-омфацитовые, гроссуляир-омфацит-диопсидовые; семейство скарноидов, аналогичное высокотемпературному подклассу (см. рис. 8, а, б, 3 г), например, волластонит-гроссуляир-диопсидовая порода (\pm кальцит). Кальциевые эклогиты - аналоги аортозитов, скарноиды - члены карбонатно-силикатных толщ.

I-6-Б₃. В низкотемпературном подклассе высоких давлений выделяется семейство лавсонит-гранатовых родингитов высоких давлений, или мета-родингитов (см. рис. 8, в, За, 3б): лавсонит-цоизит-хлоритовых, лавсонит-гранат-хлоритовых, хлорит-гранат-пироксеновых, гранат-пироксеновых. В них, в отличие от обычных родингитов, кроме наличия лавсонита, гранат имеет широкие вариации состава в ряду гроссуляир-альмандин и гроссуляир-спессартин, а пироксен может иметь повышенные содержания хадеита. Обычные родингиты дают переходы к альбититам, а родингиты высоких давлений - к альбит-хадеитовым породам, содержащим примесь гроссуляир-альмандинового граната. Такие породы распространены в макшотовском комплексе на Южном Урале (Добрецов, 1974; Добрецов, Добрецова, 1988; Лениных, 1977), где впервые в СССР лавсонит был описан В.Н.Лодочниковым (1941).

Б₄-Г. Подгруппа магнезиальных метабазитов и метаультрабазитов.

I-1-Б₄. Высокотемпературный подкласс, семейство пироксенолитов (см. рис. 7, а; 4а-4в): двупироксеновые, оливин-двупироксеновые, шпинель-гранат-ортопироксеновые (\pm плагиоклаз) пород; семейство оливинитов (перидотитов) (см. рис. 7, а, 5а-5в) - шпинель-бронзитовых, шпинель-дву-пироксеновых.

I-2-Б₄. Среднетемпературный подкласс, семейство амфиболитов (см. рис. 7, б, 4а-4д): гранатовые горнблендиты, гранат-куммингтонит-рого-обманковые, гранат-жедрит-куммингтонитовые (\pm шпинель), жедрит-куммингтонит-рого-обманковые амфиболиты; оливиновые амфиболиты; с роговой обманкой; семейство антофиллит-оливиновых пород (см. рис. 7, б, 5а-5в).

I-3-Б₄. Низкотемпературный подкласс, семейство хлорит-тальковых пород: талькиты (\pm куммингтонит), актинолит-тальковые, актинолит-тальк-хлоритовые, серпентин-тальк-хлоритовые; семейство серпентинитов (тальковых, хлоритовых, бруситовых, магнетитовых и др.).

I-4-Б₄. Высокотемпературный подкласс высоких давлений, семейство гранатовых пироксенитов и грихвайтов (см. рис. 8, в, 4а-4в): пироксено-

лит (вебстерит), гриквант (гранатовый вебстерит), пироп-ортопироксеновая порода (\pm Шп) и оливиновый пироксенолит. Семейство пироповых оливинитов (перидотитов, см. рис. 8, а, 5а-5в): пироповые, шпинель-пироповые. Все породы подгруппы B_4 и Г входят в состав метаморфизованных базит-ультрабазитовых комплексов или широко распространены в верхней мантии.

І-5, 6- B_4 . Отчетливо не выделяются редкие породы - такие как тальк-пироповые, фенгит-дистен-тальковые сланцы, пироп-кедрит-оливиновые породы.

Кратко обсудим особенности пород верхней мантии и метаморфических пород океанического дна, сложенных преимущественно или исключительно метабазитами и метаультрабазитами.

В породах верхней мантии особенно трудно различать метаморфические и магматические породы (Глубинные ксенолиты..., 1975). Во многих из них несомненно устанавливается кристаллизация из расплава или взаимодействие с магматическими расплавами, но они кристаллизуются на глубине, нередко в условиях пластического течения, для которого требуется здесь, в условиях высоких Т и Р, весьма незначительный по величине стресс (Nicolas, Poirier, 1976). Поэтому одни из них сходны с магматическими, другие - с метаморфическими породами и нередко применительно к ним используют двойную - магматическую и метаморфическую - номенклатуру. Например, ультрабазиты сходны с коровыми, магматическими породами, поэтому их называют шпинелевыми перидотитами, пироповыми перидотитами (дунитами, гардбургитами, верлитами) и т.д. В то же время ориентировка оливина, шпинели, деформация ортопироксена показывают, что это типичные тектониты, интенсивно деформированные в условиях мантии, и одновременно, судя по геохимическим данным, это реститы, образовавшиеся после выплавления и удаления пикрит-базальтoidного расплава. Поэтому те же породы, залегающие в основании покровов офиолитов или в виде самостоятельных тектонических чешуй, называют ультрамафическими тектонитами (метаперидотиты, оливиниты, ариекиты и т.д.) (Coleman, 1977; Ernst, Piccardo, 1979).

Многие породы мантии претерпели сложную историю и несут признаки как метаморфических преобразований, так и кристаллизации из расплава или взаимодействия с расплавом. Это относится, в частности, к более поздним клинопироксенам и амфиболам в мантийных ксенолитах. Многие пироксениты и флогопит-амфиболы содержащие породы считаются продуктами мантийного метасоматоза, хотя есть доказательства, что это тоже продукты взаимодействия с расплавом (Меляховецкий и др., 1986). Наконец, метабазиты имеют признаки и названия типичных метаморфических пород (эклогиты, кианитовые эклогиты, гриквантиты, гроспидиты), хотя именно они скорее всего кристаллизовались из расплава, и поэтому их часто называют магматическими эклогитами (Глубинные ксенолиты..., 1975; Маракушев, 1973).

Таблица 4
Классификация пород верхней мантии по глубинным ксенолитам (Глубинные ксенолиты..., 1975,
с изменениями)

Фация глубин- ности	Базиты	Б3	Б4	Промежуточные		Ультраизоморфные	Г	Другие	Д
				в	б	Плагиоклав- содержащие пироксениты	Плагиоклавсо- держащиеperi- дотиты	Пироксен- магнетитовые породы	
Анортит-форстенитовая	Габбро-метагаббро; амфиболиты	Дейкогаббро (с троцусуль- дом); амфибо- литы		Троцтуолиты, ортопирокс- енины					
Шпинель-пиро- ксеноная	Эклогитоподоб- ные анеро- тозиты; ам- фиболиты	Гранат-ши- нальные анер- тозиты, лейко- породы		Шпинелевые ортопирокс- енины и веб- стериты		Шпинелевые и гранат-шина- льевые магни- тевые магнети- тины	Шпинель-пер- циолиты (+амфи- бол)	Шпинель-иль- менитовые по- роды	
Шпинель-пиро- литовая	Эклогиты, ам- фиболовые эк- логиты	Кальциевые эк- логиты; ди- стеновые эк- логиты		Шпинель-грана- титы; ди- стеновые эк- логиты		Гранатовые пи- роксениты (+титан-клино- тумит)	Шпинель-пиропо- рые перциолиты (титан-клино- тумит)	Пироп-ильме- нигитовые по- роды	
Гроспидитовая	Эклогиты; ди- стеновые эк- логиты	Гроспидиты; ди- стен-хорун- доевые экло- гиты		Пироповые ор- тотироксенины		Пироповые пи- роксениты (тианшаниты)	Пироповые лер- циолиты	Пироп-рутин- ильменитовые породы	
Косситовая	Носитовые эклогиты			То же	?				То же
Алмаз-пироповая	Эклогиты, в том числе ал- маз- и коссит- содержащие				?				

По нашему мнению, для пород верхней мантии надо сохранить традиционные названия, не вдаваясь в детали их происхождения и учитывая, что большинство из них имеют двойственные черты, а сам процесс мантийного минералообразования строго не может быть отнесен ни к магматическому, ни к метаморфическому или метасоматическому генезису. Классификация пород верхней мантии (табл.4) предложена В.С.Соболевым и др. (Глубинные ксенолиты..., 1975).

Переходя к породам океанского дна, в частности, к наиболее распространенным их представителям – оливинитам, отметим еще раз, что они являются промежуточными между kontaktово-метаморфическими и регионально-метаморфическими породами. Но и здесь лучше сохранить традиционные названия. В частности, к низкотемпературному подклассу здесь относятся метаморфизованные породы кремнисто-вулканического члена оливинитов и частично – дайкового комплекса, для которых используются названия – метадиабаз, метабазальт, метачарт (метаморфизованная кремнистая порода), зеленокаменная порода (эпидот-хлорит-альбитовая и др.). Для среднетемпературного подкласса, куда попадают метаморфизованные габбро и часть дайкового комплекса, используются названия – амфиболизированные метадиабазы и метагаббро, горнблендит для недеформированных пород и габброламфиболит, амфиболит, флюзит-габбро (бластомилонит по габбро) – для деформированных пород. Нижняя, ультрабазитовая часть разреза обычно сохраняет признаки мантийных метаморфизма и деформаций, но нередко в зонах срыва и особенно в подошве оливинитовых пластин появляются оливин-антигоритовые породы, различные серпентиниты, серпентинитовый меланж с включением названных выше пород и разнообразных родонитов, классификация и номенклатура которых была разобрана выше.

Всего сопоставлены 26 семейств метабазитов (подгруппы Б₁-Б₄) и пять семейств метаультрабазитов подгруппы Г (см. табл.3), содержащие вместе более 100 видов горных пород. Как видно, по разнообразию они почти не уступают группе А метапелитов и кварц-полевошпатовых пород, но являются значительно более редкими в земной коре. В верхней мантии, наоборот, породы этих групп резко преобладают.

Группа В. Карбонатные и смешанные силикатно-карбонатные породы.

Как было отмечено выше, верхний предел содержания карбонатов во всех остальных группах пород принят в 5%, и лишь для карбонатизированных метабазитов возможны переходы в существенно карбонатные породы. Поэтому указанная величина принята в качестве пограничной и для выделения рассматриваемой группы, хотя приводимые диаграммы отражают полный размах содержаний в родственных породах этой группы от 0 до 100% карбонатных минералов.

Данная группа, как и другие (рассмотренные выше), полиминеральная и поликомпонентная, поэтому для изображения ассоциаций минералов требуются многомерные диаграммы. Хотя температурные ступени в отдельных регионах выделяются достаточно отчетливо, провести их общую

тификацию на треугольных диаграммах невозможно и разделение подклассов в этой группе пород (особенно I и 2 - высоко- и среднетемпературных) носит в значительной мере условный характер. Оно отражает лишь некоторые наиболее вероятные реакции, связанные с изменением глубинности метаморфизма (Фации..., 1970; Добрецов и др., 1972).

Для количественно-минералогической классификации в качестве основного признака традиционно принято содержание карбонатного компонента. Поскольку в своей большей части рассматриваемые породы возникли при метаморфизме осадочных пород, естественно использовать градации, близкие к литологическим. Главными границами в ряду неметаморфизованных карбонатно-терригенных пород являются разделы между собственно карбонатными отложениями и мергелями (по 75% карбонатного материала), а также между мергелями и глинами или песчаниками (по 25% карбонатного материала). В метаморфических минеральных ассоциациях эти границы сдвигаются и соответствуют приблизительно 85 и 15% карбонатного материала. Такие величины и приняты в качестве главных при выделении подгрупп собственно карбонатных пород (более 85% карбонатных минералов), силикатно-карбонатных пород (15-85% карбонатных минералов) и карбонатно-силикатных пород (менее 15% карбонатных минералов). Другими словами, здесь мы сделали исключение и провели границы подгрупп по содержанию карбонатов, причем эти границы (см. рис.9) сдвигаются в разных подклассах и не совпадают с коннодами минералов. Только границы подгрупп карбонатно-силикатных и известково-силикатных пород, отнесенных к предыдущей группе метабазитов, совпадают с коннодами минералов.

Рассматриваемые породы почти всегда содержат кальцит, часто доломит, в зонах низкотемпературного метаморфизма нередки анкерит, сидерит и магнезит. При дефиците кремнезема появляются недосыщенные SiO_2 минералы (оливен, антофиллит, тальк, флогопит). Любые карбонаты могут быть устойчивы в присутствии силикатов в низкотемпературном подклассе, кальцит в ассоциации с кварцем часто сохраняет устойчивость и в высокотемпературном подклассе. Глиноzemсодержащие (первоначально мергелистные) породы характеризуются появлением плагиоклаза, скаполита, гроссуляра, а в низкотемпературных парагенезисах - мусковита. Содержания калия обычно весьма низки, но иногда в средне- и высокотемпературных парагенезисах появляются флогопит, биотит, калиевый полевой шпат. Разделение группы на подгруппы, семейства и виды (см.рис.9) выглядит следующим образом.

В_I. Подгруппа собственно карбонатных пород.

I-I-B_I. Высокотемпературный подкласс, семейство оливин-клинопироксеновых мраморов (см. рис.9, а, Ia-Ib): шпинель-форстерит-доломитовый, форстерит-клинопироксен-доломитовый, форстерит-доломит-кальцитовый, форстерит-диопсид-кальцитовый (\pm гроссуляр).

I-2-B_I. Среднетемпературный подкласс, семейство амфибол-клинопироксеновых мраморов (см. рис.9, б, Ia-Ig): флогопит-тремолит-пистомезит-

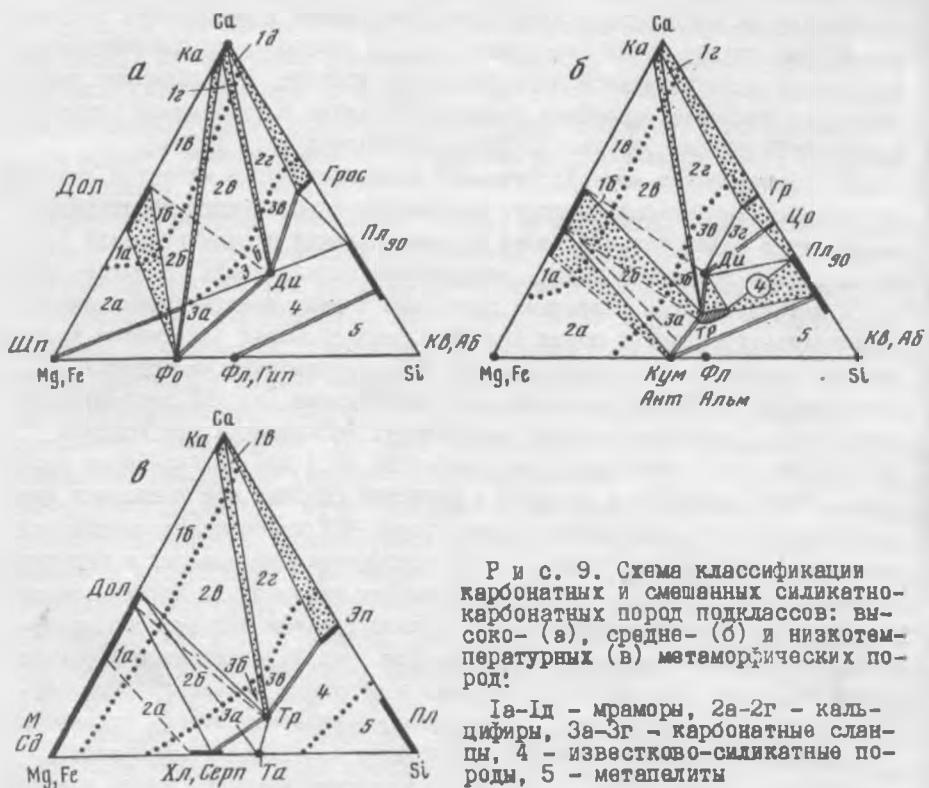


Рис. 9. Схема классификации карбонатных и смешанных силикатно-карбонатных пород подклассов: высокотемпературных (а), среднетемпературных (б) и низкотемпературных (в) метаморфических пород:

1а-1г - мраморы, 2а-2г - кальцифиры, 3а-3г - карбонатные сланцы, 4 - известково-силикатные породы, 5 - метапалиты

товый (доломитовый), амфибол-клинопироксен-доломит-кальцитовый, амфибол-клинопироксен-кальцитовый, гроссуляр-клинопироксен-кальцитовый.

I-3-B₁. Низкотемпературный подкласс, семейство хлорит-тремолитовых мраморов (см. рис.9, в, 1а-1г): серпентин-хлорит-пистомезитовый (доломитовый), хлорит-тремолит-доломит-кальцитовый, тальк-тремолит-хлорит-доломитовый, хлорит-тремолит-кальцитовый, эпидот-тремолит-кальцитовый.

B₂. Подгруппа силикатно-карбонатных пород.

I-I-B₂. Высокотемпературный подкласс, семейство оливин-клинопироксеновых кальцифиров (см. рис.9, а, 2а-2г): шпинель-оливин-доломитовый, форстерит-доломитовый, форстерит-диопсид-кальцитовый, волластонит-диопсид-кальцитовый (+ гроссуляр) кальцифиры, минеральные определения которых аналогичны названиям мраморов высокотемпературного подкласса (I-I-B₁), но отличаются меньшим количеством карбонатов и несколько иным соотношением силикатов, отраженных в названии.

I-2-B₂. Среднетемпературный подкласс, семейство амфибол-клинопироксеновых кальцифиров (см. рис.9, б, 2а-2г). Минеральные определения

видов аналогичны названиям соответствующих мраморов среднетемпературного подкласса I-2-B₁.

I-3-B₂. Низкотемпературный подкласс, семейство хлорит-актинолитовых карбонатных сланцев (см. рис.9, в, 2а-2г). Минеральные определения видов аналогичны названиям соответствующих мраморов низкотемпературного подкласса I-3-B₁.

В₃. Подгруппа карбонатно-силикатных пород.

I-I-B₃. Высокотемпературный подкласс, семейство оливин-клинопироксено-вых карбонатно-силикатных пород (см. рис.9, а, За-Зг). Минеральные ассоциации видов сходны с соответствующими мраморами высокотемпературного подкласса I-I-B₁, но так как карбонат уступает силикатам, названия меняются: доломит-шпинель-оливиновая, кальцит-оливин-клинопироксеновая, кальцит-гроссуляр-клинопироксеновая, гроссуляр-плагиоклаз-скаполитовая (\pm кальцит) порода.

I-2-B₃. Среднетемпературный подкласс, семейство амфибол-клинопироксено-вых карбонатно-силикатных пород (см. рис.9, б, За-Зг): доломит-флогопит-антфиллит-тремолитовая, кальцит-клинопироксен-амфиболовая, кальцит-гроссуляр-амфибол-клинопироксеновая, кальцит-гроссуляр-клинопироксен-цизитовая. Ассоциации пород сходны с соответствующими мраморами среднетемпературного подкласса I-2-B₁.

I-3-B₃. Низкотемпературный подкласс, семейство карбонатсодержащих зеленых сланцев (см. рис.9, в, За-Зг): доломит-хлорит-тальк-актинолитовый, доломит-кальцит-хлорит-актинолитовый, кальцит-эпидот-актинолитовый, кальцит-эпидот-альбитовый сланцы.

Породы этой подгруппы при уменьшении или исчезновении карбонатов переходят в скарноиды или родониты, а при увеличении количества пла-тиоклаза и кварца - в известково-силикатные породы и далее в гнейсы и филлиты (см. рис.9, 5). Скарноиды и известково-силикатные породы были рассмотрены выше в группе метабазитов.

В подклассах высоких давлений соответствующие семейства отчетливо не проявлены, кроме низкотемпературного подкласса, где выделяются сле-дующие семейства.

I-6-B₁. Семейство лавсонитовых мраморов: тальк-хлорит-анкеритовые (пистомэзитовые), тальк-винчит-лавсонит-доломитовые, лавсонит-доло-митовые, лавсонит-эпидот-кальцитовые.

I-6-B₂. Семейство лавсонит-глаукофансодержащих карбонатных сланцев, обычно кварцсодержащих: тальк-хлорит-доломитовые (\pm глаукофан); тальк-глаукофан-винчит-доломитовые; лавсонит-винчит-доломит-кальцитовые, лавсонит-эпидот-доломит-кальцитовые.

I-6-B₃. Семейство карбонат-глаукофановых сланцев (всегда кварцсодер-жащих): глаукофан-винчит-доломитовые, лавсонит-винчит-доломит-каль-цитовые, лавсонит-эпидот-кальцитовые. Примеры этих кар-бонатных пород высоких давлений описаны в Атбашинском комплексе южного Тянь-Шаня, в Альпах, Калифорнии и других местах (Добрецов, 1974).

Примеры других, более обычных карбонатных и карбонатно-силикатных пород описаны во многих местах; таковы породы федоровской свиты на Алданском щите, дербинской серии в Восточном Саяне, енисайской и баратацкой сериях в Кузнецком Алатау и Алтае.

Всего сопоставлены 12 семейств пород подгруппы B_1 , B_2 и B_3 , включающих около 50 минеральных видов горных пород (см. табл.3). Однако по структурно-текстурным признакам (полосчатые, массивные, сахаровидные и т.д.), примесям графита (графитсодержащие) и другим признакам можно выделить большое число разновидностей.

Группа Д. Железистые породы. Железистые породы¹ составляют особую группу осадочно-метаморфических пород, которую мы вслед за другими исследователями предлагаем называть породами полосчатой железорудной формации (ПЖРФ)². Наиболее характерными особенностями этой группы являются тонкослоистая текстура и химический состав с суммой $FeO + Fe_2O_3 + SiO_2$, приближающейся к 100%. Эта группа пород имеет обычно докембрийский возраст, хотя встречаются и более молодые аналоги. Такие породы не имеют широкого распространения, но они представляют собой исключительно важную в промышленном отношении группу.

Логично все железистые породы ПЖРФ предде всего разделить на три подгруппы, исходя из соотношения рудной и нерудной составляющих, из которых первая представлена магнетитом и гематитом, а вторая в большинстве случаев – кварцем: D_1 – малорудные и безрудные кварциты (SiO_2 более 80%), D_2 – железистые кварциты (SiO_2 20–80%) и D_3 – богатые железные руды (SiO_2 менее 20%). Необходимо отметить, что третья подгруппа крайне редка.

С другой стороны, все породы ПЖРФ могут быть разделены на две части. В первую входят семейства, по химизму соответствующие осадочным фациям, выделенным в свое время Г.Джеймсом (James, 1954; Плаксенко, 1964) и получившим всеобщее признание. Другая часть семейств не может рассматриваться как прямые метаморфические аналоги осадков этих фаций. Они представляют собой либо продукт метаморфизма каких-то других осадков, не вошедших в группу фаций Г.Джеймса, либо являются продуктами значительных метасоматических изменений пород ПЖРФ, упомянутых выше. Между собой они различаются характером силикатных минералов. Таким образом, это D^I (подразделяемые на D_1^I , D_2^I , D_3^I) – породы ПЖРФ нормального осадочного ряда, и D^{II} – породы ПЖРФ особого химического состава.

¹ Имеются в виду горные породы в самом широком смысле. Часть железистых кварцитов является железными рудами. Кроме того, имеются марганцево-железистые метаморфические породы (гондиты и др.), которые здесь не рассматриваются.

² Как известно, железистые породы объединяются также под названиями "железистая формация", "железисто-кремнистая формация" и др. Мы отдаём предпочтение данному термину, тем более что он больше всего соответствует англоязычному "banded iron formation".

³ Богатые железные руды коры выветривания и вообще окисленные разновидности железистых пород здесь не рассматриваются.

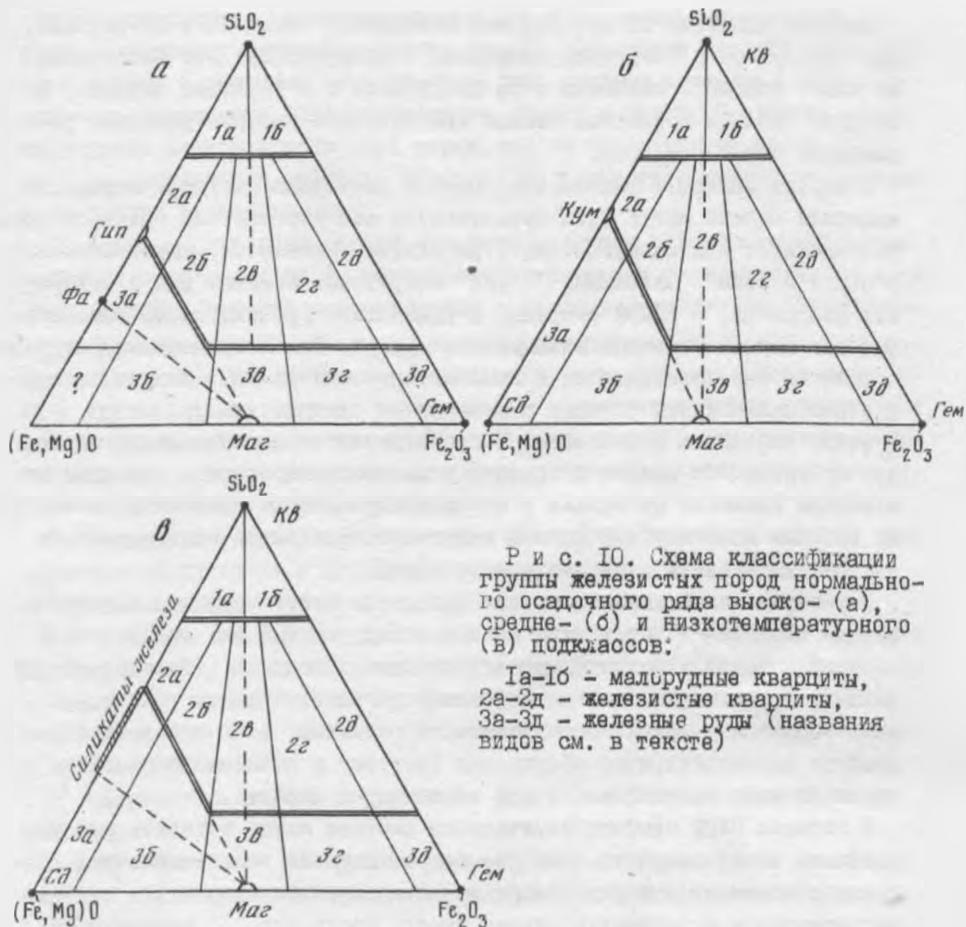


Рис. 10. Схема классификации группы железистых пород нормально-го осадочного ряда высокотемпературного (а), средне- (б) и низкотемпературного (в) подклассов:

1а-1б - малорудные кварциты,
2а-2д - железистые кварциты,
3а-3д - железные руды (названия видов см. в тексте)

Породы ПМРФ нормального осадочного ряда в подгруппах железистых кварцитов и железных руд могут быть разделены на серии пород в соответствии с осадочными фациями, определяемыми по соотношению FeO и Fe_2O_3 : а) ряд закисных пород (карбонатной и силикатной) фаций; б) промежуточный (между а и в) ряд; в) ряд закисно-окисных (магнетитовых) пород; г) промежуточный (между в и д) фациальными рядами и д) ряд окисных (гематитовых) пород¹. На рис. 10 (а-в) изображены семейства ПМРФ нормального осадочного ряда (1, 2, 3) во всех трех температурных подклассах, а также названные выше ряды а-д, например, 1а, 2а, 3а.

¹ В предлагаемой классификации учитываются все выделенные Г. Джеймсом осадочные фации, кроме сульфидной, которая проявлена в ПМРФ не очень четко. Для классификации выделены также промежуточные между фациальными сериями семейства, так как такое деление соответствует примененному геологами-производственниками разделению железистых пород.

Влияние давления на минеральные ассоциации пород ПМРФ не изучено. Для малорудных и безрудных кварцитов (подгруппа D_1) это разделение не имеет большого значения и на диаграммах и в таблицах опущено. В сводной таблице приведены только три наиболее распространенные фациальные серии семейств.

В случае закисных фациальных серий в низкотемпературном подклассе минералы железа могут быть представлены как карбонатами (ряда сидерит-пистомезит), так и силикатами (граналитом, шамозитом, мяннесотитом). В связи с этим возможен ряд сидеритовых богатых руд и сидеритовых кварцитов, с одной стороны, и семейство граналитовых, шамозитовых или мяннесотитовых сланцев — с другой. Уже в среднетемпературном подклассе они объединяются в куммингтонитовые сланцы, иногда содержащие небольшие линзы богатых бескварцевых сидеритовых руд.

В очень небольших количествах часто содержатся магнезиальные силикатные минералы. От низко- к средне- и высокотемпературным условиям эти минералы меняются от талька к антофилиту (иногда тремолиту) и энстатиту (иногда диопсиду). В случае заметного количества этих минералов они должны входить в название вида породы.

Некоторые семейства железистых кварцитов имеют традиционные собственные названия — такие как таоконит (сидеритовый или гринеритовый грубополосчатый кварцит с магнетитом) или джеспилит (тонкополосчатый магнетит-гематитовый или магнетитовый кварцит). Однако толкование этих терминов у разных исследователей различно, и их использование требует дополнительного обсуждения (поэтому в подписях к рис.10 и приведенной ниже классификации они заключены в скобки).

В породах ПМРФ особого химического состава можно выделить ряд устойчивых серий семейств, которые встречаются во всех выделенных подгруппах железистых пород: безрудных и малорудных кварцитах, железистых кварцитах и богатых железных рудах. Среди них: 1) породы ПМРФ, обогащенные глиноземом, 2) породы ПМРФ с щелочными минералами, 3) известково-скарноидные разновидности пород ПМРФ, 4) редкие виды пород ПМРФ.

Породы ПМРФ, обогащенные глиноземом, такие как биотитовые или хлоритовые железистые кварциты или куммингтонит-гранатовые сланцы, выделяются на фоне других пород ПМРФ, обычно очень бедных Al_2O_3 . Судя по их положению среди других пород, они образовались из первично обогащенных Al_2O_3 осадков. Плагиоклавовые магнетитовые кварциты и роговообманково-магнетитовые сланцы предположительно образовались при гранитизации некоторых нормальных пород ПАРФ. Много есть неясных и неопределенных случаев.

Очень характерными являются породы ПМРФ с щелочными минералами — такими как эгирин и щелочной амфибол (ряда рибекит-магнезиорибекит). Такого рода железистые кварциты присутствуют почти во всех месторождениях ПМРФ. Большинство зарубежных исследователей считают, что обо-

гашение щелочами – следствие первичного осадконакопления (тогда это особая осадочная фация или группа фаций). Советские геологи склоняются к мнению о щелочном метасоматозе, при котором в породах ПМРФ нормального осадочного ряда развиваются эгирин и щелочной амфибол. Температурные разновидности этих пород, так же как и других пород ПМРФ особого химического состава, не выделены ввиду недостаточности данных и трудности их определения.

Довольно характерной серией семейств являются известково-скарновые разновидности пород ПМРФ. Обычно они встречаются в железистых породах, месторождения которых ассоциированы с толщами метабазитов. Их образование трактуется как следствие обогащения кальцием железисто-кремнистых осадков или как результат кальциевого метасоматоза. Были высказаны и другие, более спорные точки зрения. Среди этих пород встречаются как чисто магнетитовые, так и магнетит-гематитовые; как богатые железистые, так и почти безрудные кварциты. Строгой классификации известково-скарновых пород не разработано.

Особо выделены редко встречающиеся железистые кварциты – такие как кордиерит-жедритовые и др. Предлагаемое деление пород ПМРФ выглядит следующим образом.

Породы нормального осадочного ряда Д^1 (см. рис.10, а, б, в) объединены в семейства Д_1 (Ia-Iб), Д_2 (2а-2д), Д_3 (3а-3д) – на рисунке по горизонтали. Вертикальные ряды Ia-2а-3а; Ia-2б-3б и т.д. (см. рис.10) соответствуют закисным, промежуточным и окисным фациям.

Д^1 . Железистые породы нормального ряда. Высокотемпературный подкласс.

I-I- Д^1 . Семейство малорудных пироксеновых кварцитов (см. рис.10, а, Ia, Iб): магнетит-гиперстенсодержащие, гематит-магнетитсодержащие (\pm -гиперстен).

I-I- Д^1_2 . Семейство гиперстен-магнетитовых железистых кварцитов (см. рис.10, а, 2а-2д): фаялит-гиперстеновые (эвлизиты), гиперстен-магнетитовые, салит-магнетитовые, гематит-магнетитовые (\pm -диопсид), гематитовые (\pm -диопсид).

I-I- Д^1_3 . Семейство пироксен-магнетитовых руд (см. рис.10, а, 3а-3г): гиперстен-фаялитовые породы (\pm кварц, магнетит), гиперстен-фаялит-магнетитовые, магнетитовые (\pm гиперстен, кварц), гематит-магнетитовые (+ кварц-диопсид), гематитовые (\pm кварц, диопсид).

I-2- Д^1 . Среднетемпературный подкласс.

I-2- Д^1_1 . Семейство малорудных амфиболовых кварцитов (см. рис.10, б, Ia, Iб): магнетит-куммингтонитсодержащие, магнетит-гематитсодержащие (\pm -амфибол).

I-2- Д^1_2 . Семейство амфиболовых железистых кварцитов (см. рис.10, б, 2а-2д): гранитовые (\pm -гранат), куммингтонит-магнетитовые (такониты), Се-амфибол-магнетитовые (диаспилиты), магнетит-гематитовые амфибол-содержащие (диаспилиты), гематитовые трамолитсодержащие (итабириты).

I-2-Д₃^I. Семейство амфибол-магнетитовых руд (см. рис.10, б, 3а-3д): сидерит-куммингтонитовые, сидерит-куммингтонит-магнетитовые, магнетитовые (±куммингтонит); гематит-магнетитовые (±амфибол), гематитовые (±амфибол).

I-3-Д₁^I. Низкотемпературный подкласс.

I-3-Д₁^I. Семейство малорудных сидеритовых и силикатных кварцитов (см. рис.10, в): 1а - магнетит-сидеритовые и магнетит-силикатные, 1б - магнетит-гематитовые.

I-3-Д₂^I. Семейство сидерит-магнетитовых кварцитов (см. рис.10, в): 2а - силикат-сидеритовые и силикатные сланцы, 2б - сидерит-магнетитовые (такониты), силикат-магнетитовые (±стильпномелан), 2в - энкерит-магнетитовые (джеспилиты), 2г - магнетит-гематитовые (джеспилиты), 2д - тальк-гематитовые (итабириты).

I-3-Д₃^I. Семейство сидерит-магнетитовых руд (см. рис.10, в): 3а - сидеритовые, силикат-сидеритовые; 3б - сидерит-магнетитовые, силикат-магнетитовые; 3в - магнетитовые (±анкерит), 3г - гематит-магнетитовые, 3д - гематитовые (±тальк) железные руды.

Д₁^{II}. Породы ПЖРФ особого химического состава.

Д₁^{II}. Безрудные и малорудные кварциты с глиноzemистыми, щелочными или известково-скарновыми минералами (минеральные виды аналогичны породам группы А и подгруппы Б₃).

Д₂^{II}. Железистые кварциты, обогащенные глиноzemом.

I-1-Д₂^{II}. Высокотемпературный подкласс, семейство двуполовошпат-магнетитовых кварцито-гнейсов и магнетитовых мигматитов: магнетитовые кварцито-гнейсы, гиперстен-магнетитовые гнейсы, магнетитовые мигматиты; семейство кордиерит-магнетитовых кварцитов: кордиерит-магнетитовые, кордиерит-хедрит-магнетитовые.

I-2-Д₂^{II}. Среднетемпературный подкласс, семейство глиноzem-железистых кварцитов: гранат-биотит-магнетитовые, гранат-магнетит-куммингтонитовые, роговообманково-магнетитовые, плагиоклав-магнетитовые кварциты и сланцы.

Д₃^{II}. Железистые кварциты со щелочными минералами.

I-1,2-Д₃^{II}. Средне- и низкотемпературный подклассы, семейство эгирин-магнетитовых кварцитов: магнетитовые эгириниты, эгирин-рибекит-магнетитовые кварциты и сланцы, магнетит-гематит-родуситовые кварциты, магнетитовые кварциты с эгирин-салитом и кальциевым родуситом.

Д₄^{II}. Железистые кварциты с известково-скарновыми минералами.

I-1,2-Д₄^{II}. Средне- и высокотемпературный подкласс, семейство магнетитовых скарноидов: салит-магнетитовые скарноиды и кварциты, салит-гроссуляр-магнетитовые и андрадит-магнетит-гематитовые кварциты, андрадит-салит-магнетит-гематитовые кварциты и скарноиды.

Д₅^{II}. Богатые железные руды (подразделяются так же, как железистые кварциты особого химического состава).

Всего в группе железистых пород выделено 12 семейств и около 50 минеральных видов. Примеры метаморфических железистых пород и их разно-

видностей из КМА описаны в работах (Глаголев, 1966; Плаксенко, 1964), Алданского щита (Глаголев, 1979; Л.И.Кулиш, Е.А.Кулиш, 1974). В последней работе описаны также месторождения Буреинского массива и Кореи и, кроме того, высокотемпературные метаморфические марганцево-железистые и марганцевые породы. Как и в других районах (Индия, Бразилия), они отличаются большим разнообразием, так как содержат большое количество Mn-минералов - окислов, карбонатов, силикатов, аллюсиликатов (браунит, гаусманит, пироксманит, якосит, родохрозит, тифронт, кнебелит, спессартин и др.), а в более низкотемпературных - также манганилит, данненморит, пьемонтит и др. Известен пример высокобарических метаморфических пород Альп, содержащих также Mn-жадеитовые пироксены (Эланфордит, виолан), Mn-амфиболы (манганрихтерит, манган-кроссит), Mn-мусковит, Mn-биотит и др. Полная классификация всех этих разнообразных пород еще не разработана, но она может быть построена по тем же принципам, что и для железистых пород.

В заключение рассмотрим еще раз табл.3, прочитав ее по вертикали и выделив ряды семейств каждого подкласса.

В высокотемпературный подкласс. В группе метапелитов выделяются семейства гранат-гиперстен-кордиерит-биотитовых гнейсов и чарнокитов, сильманит-гранат-кордиеритовых кинцигитов, сильманит-гранатовых кварцитов и кварцит-гнейсов, гранат-кордиерит-гиперстеновых плагиогнейсов и эндербитов, сильманит-гранат-кордиеритовых плагиогнейсов, сильманит-гранатовых кварцитов и плагиогнейсовых кварцитов.

В группе метабазитов в метаультрабазитов выделены семейства пироксеновых кристаллосланцев, пироксеновых меланогнейсов, известково-силикатных кристаллосланцев, пироксенолитов, оливинитов (метапериодитов).

В группе карбонатных и карбонатно-силикатных пород имеются семейства оливин-клинопироксеновых мраморов, оливин-клинопироксеновых кальцифиров, пироксеновых карбонатно-силикатных пород и скариоидов.

В группе железистых пород выделены семейства магнетитсодержащих гиперстеновых кварцитов, гиперстен-магнетитовых кварцитов и эвлизитов, гиперстен-магнетитовых руд, гранат-гиперстен-биотитовых железистых кварцитов и магнетитов, кордиеритовых железистых кварцитов.

Всего в этом подклассе выделено 21 семейство, содержащее около 80 видов метаморфических горных пород. Здесь используется наибольшее число специфических терминов (чарнокиты, эндербиты, кинцигиты, эвлизиты, эклогитоподобные породы), так как эти породы давно описывались и подразделялись как самостоятельные виды благодаря их крупнозернистости, специальному виду и широкому распространению на щитах.

Породы высокотемпературного подкласса слагают значительную часть площади докембрийских щитов (Алданского, Сино-Корейского, Балт-Щ.).

Украинского, Индийского и др.) и составляют, вероятно, главный объем глубинных эонов земной коры континентального типа.

Среднетемпературный подкласс. В группе метапелитов выделены семейства биотит-гранат-кордиерит-мусковитовых и силлиманит-гранат-кордиерит-мусковитовых сланцев, силлиманит-мусковитовых кварцитов и кварцито-сланцев, биотит-гранат-хлорит-мусковитовых и ставролит-гранат-кианит (андалузит)-мусковитовых сланцев, кианит-андалузит-мусковитовых кварцито-сланцев, куммингтонит-гиперстен-хедрит-гранатовых и силлиманит-гранат-кордиеритовых плагиогнейсов, куммингтонит-гранат-хедритовых и ставролит-гранат-кордиерит-андалузитовых сланцев, ставролит-кианитовых (андалузитовых) кварцито-сланцев, биотит-мусковитовых гнейсов и мигматитов.

В группе метабазитов и метаультрабазитов выделяются семейства амфиболитов, амфиболовых гнейсов и кристаллосланцев, эрланов, амфиболов, антофиллит-оливиновых пород.

В группе карбонатных и карбонатно-силикатных пород присутствуют семейства амфибол-клинопироксеновых мраморов и аналогичных кальцифиров, амфиболовых известково-силикатных пород.

В подгруппе железистых пород выделены семейства магнетитсодержащих амфиболовых и амфибол-магнетитовых кварцитов, амфибол-магнетитовых руд, биотит-хедрит-магнетитовых и эгирин-рибекитовых кварцитов.

Всего в этом подклассе выделено 27 семейств, содержащих более 100 видов метаморфических пород. Наибольшее разнообразие, как отмечалось, характерно для группы метапелитов и кварц-полевошпатовых пород, к которым относятся около половины семейств и видов. Другие группы в этом подклассе гораздо более однообразны и характеризуются преобладанием амфиболов в качестве характерных минералов в большинстве групп и семейств.

Породы среднетемпературного подкласса (особенно его высокотемпературной ступени) слагают значительную часть докембрийских щитов, вместе с породами предыдущего подкласса и ультраметаморфического класса составляют главный объем континентальной земной коры. В складчатых областях они составляют часть срединных массивов и характерные зональные метаморфические комплексы разного возраста, от докембрая до мезозоя.

Низкотемпературный подкласс. В группе метапелитов (см. табл.4) названы семейства хлорит-биотит-фенитовых и хлоритоид-серпентитовых филлитов, хлорит-стильномелановых и хлоритоидных сланцев, фенитовых кварцито-сланцев и кварцитов.

В группе метабазитов и метаультрабазитов выделены семейства зеленых сланцев, кварцевых зеленых сланцев, родингитов, хлорит-тальковых пород, серпентинитов.

В группе карбонатных и карбонатно-силикатных пород выделены семейства хлорит-амфиболовых мраморов и аналогичных карбонатных сланцев, карбонатных зеленых сланцев. В группе железистых пород присутствуют

семейства магнетит-гематитсодержащих хлоритовых кварцитов, сидерит-магнетитовых и хлорит-магнетитовых кварцитов и сланцев, сидерит-магнетитовых и гематитовых руд, эгирии-рибекитовых железистых кварцитов и сланцев.

Таким образом, низкотемпературный подкласс объединяет 19 семейств, содержащих около 60 минеральных видов пород. Относительно небольшое число видов определяется тем, что в большинстве пород присутствует ограниченное число минералов, но с очень широкими вариациями состава (хлорит, актинолит, фенгит, стильтномелан, карбонаты) вместе с кварцем, альбитом, эпидотом. Благодаря зеленому цвету преобладающих минералов большинство пород имеет зеленый цвет разных оттенков. Они могут быть названы зелеными сланцами в широком смысле этого слова. Эти породы слагают преобладающую часть метаморфических толщ в фанерозойских складчатых областях (Урал, Кавказ, Алтай-Саянская область, Казахстан, Тянь-Шань и др.).

Высокотемпературный подкласс высоких давлений объединяет метаморфические (и сложного генезиса) породы, характерные для нижней части земной коры и верхней мантии. В него входят только породы группы метапелитов и кварц-полевошпатовых пород (для нижней части коры) и Б+Г - метабазитов и метаультрабазитов для верхней мантии.

В группе А-это семейства гиперстен-силлманит-гранат-кордиеритовых и силлманит-гранат-кордиерит-сапфировых гнейсов, силлманит-кианит-амфиболовых и гиперстен-силлманитовых кварцитов, гиперстен-силлманит-гранат-кордиеритовых и силлманит-гранат-кордиерит-сапфировых плагиогнейсов.

В группе метабазитов и ультрабазитов в этот подкласс входят семейства эклогитов, кварцевых и косситовых эклогитов, гроспидитов, гранатовых пироксенолитов и гриквайтов, пироповых в шпинель-пироповых перидотитов. Всего в этом подклассе II семейств, объединяющих около 35 видов пород с большим количеством разновидностей (см.табл.5), особенно в верхней мантии (Глубинные ксенолиты..., 1975; Ащепков, 1986).

Средне- и низкотемпературные подклассы высоких давлений охватывают наиболее редкие из регионально-метаморфических пород, распространенных в так называемых глаукофан-сланцевых поясах и эклогит-сланцево-гнейсовых комплексах (часто в виде тектонической смеси) в земной коре. Из группы метапелитов сюда отнесены семейства хадеит-косситовых и пироповых кварцитов, тальк-кианитовых, кианит-хедритовых, карфолит-серцицит-хлоритоидных, тальк-фенгитовых сланцев и хлоритоид-коссит-фенгитовых сланцев, косситовых кварцитов.

В группе метабазитов и метаультрабазитов к этим подклассам относятся семейства амфиболовых и кварц-амфиболовых (в том числе глаукофановых) эклогитов, хадеит-глаукофановых, эпидот-глаукофановых, кварц-глаукофановых сланцев, кальциевых эклогитов, скарноидов, лавсонит-гранатовых роденгитов, пироп-хедрит-оливиновых пород, тальк-пироповых,

дистен-тальковых сланцев. Всего выделено здесь II семейства и 35 видов пород.

Относительная редкость этих пород сочетается и с тем, что эти породы с трудом диагностируются в поле, исключая типичные глаукофановые сланцы голубого и синего цвета. Многие характерные минералы – такие как жадеит, карфолит, лавсонит и специфические ассоциации (тальк+фенгит и др.), недостаточно знакомы петрографам в тоже часто пропускаются. На это надо обратить внимание, так как глаукофан-сланцевые зоны и комплексы с эклогитами, как выяснилось в последние годы, имеют важное тектоническое значение (Ernst, 1970; Добрецов, 1974; Chopin, 1984).

Следует еще раз остановиться на количественно-минеральной основе выделения видов. Наиболее отчетливо это выражено на диаграммах для пород относительно простого химического состава – таких как железистые кварциты (см. рис.10), метаультрабазиты, карбонатные породы (см. рис.9). Для метапелитов и метабазитов (см. рис.3-7) диаграммы отражают лишь наиболее распространенные парагенезисы. Кроме того, из-за многокомпонентности и наложения разных стадий минералообразований многие парагенезисы, показанные на этих рисунках как раздельные, встречаются совместно. Поэтому для определения широкого термина (гнейс, кристаллосланец, филлит и т.д.) надо использовать диаграммы рис.2, а для определения вида – реальный минеральный состав породы. Для нанесения состава породы на диаграммы (см. рис.2) и другие аналогичные треугольные диаграммы надо использовать барицентрические координаты и в ряде случаев пересчет химических анализов пород на нормативные минералы и сведение их к трехкомпонентной системе. Примеры таких расчетов подробно рассмотрены в книге Р.Мейсона (1981), в учебнике "Петрография" (1986).

Рассмотрим два конкретных примера. Порода, содержащая 35% кварца, 20 калиевого полевого шпата, 15 плагиоклаза, 14 кордиерита, 11 граната и 3% сильманита, относится к подгруппе высокоглиноземистых насыщенных K_2O метапелитов (A_1) подкласса высокотемпературных метаморфических пород ($I-I-A_1$) и принадлежит семейству кинцигитов. Ее видовое название – гранат-кордиеритовый кинцигит, полное название разновидности – сильманитсодержащий гранат-кордиеритовый кинцигит.

Порода, состоящая из 40% плагиоклаза, 35 роговой обманки, 20 граната и 3% рутила, по ассоциации минералов относится к подгруппе нормальных (бескварцевых) метабазитов (B_1) подкласса среднетемпературных регионально-метаморфических пород ($I-2-B_1$) и принадлежит семейству амфиболитов. Ее видовое название – гранатовый амфиболит, полное название разновидности – рутилсодержащий гранатовый амфиболит.

Выше при рассмотрении групп, подгрупп и подклассов метаморфических пород мы приводили некоторые характерные примеры встречаемости тех или иных метаморфических пород. Но, конечно, этих примеров недостаточно. Поэтому в гл.4 приведена характеристика высокотемпературных метаморфических пород Анабарского щита как пример использования предложенной систематики, классификации и номенклатуры.

Глава 4. Регионально-метаморфические породы Анабарского щита (пример разработки региональной классификации)

Основой классификации горных пород, как и биологических объектов, является понятие вида. На примере метаморфических пород гранулитовой фации метаморфизма Анабарского щита показаны пути и методы создания региональной видовой классификации на основе изложенных выше основ систематики регионально-метаморфических пород. Выявлены некоторые методические приемы такой работы и показано, что благодаря использованию такой систематики, количество видов оказывается ограниченным и предсказуемым, что в перспективе позволит перейти к монографическому и генотипическому описанию каждого вида в отдельности.

Геологическая ситуация и парагенезис минералов

В пределах площади щита (около 50 000 кв. км) существенно преобладают породы Анабарского метаморфического комплекса, смятые в узкие линейные складки север-северо-западного простирания и метаморфизованные в условиях гранулитовой фации (Лутц, 1974; Вишневский, 1978) на рубеже аркей и протерозоя (2,7 млрд лет назад), причем возраст субстрата оценивается более чем в 3,0 млрд лет (Бибикова и др., 1985; Bibikova et al., 1986). Наиболее распространены гиперстеновые плягиогнейсы (эндербиты), которые вместе с метабазитами и прослоями кварцитов слагают нижнюю, далынскую серию и существенно преобладают в средне-верхнеанабарской серии, образуя в целом метавулканогенную ассоциацию пород (Лутц, 1985; Розен и др., 1985). Верхняя, хапчанская серия сложена гранатовыми гнейсами – метаграувакками (Розен, Димрот, 1982) – с прослоями метаморфизованных карбонатных пород до 200 м мощности, играющих роль маркирующих горизонтов (Розен и др., 1986). В зонах глубинных разломов распространены разнообразные тектониты, диафториты, магматиты и гранитоиды, образующие Ламуйский комплекс амфиболитовой фации метаморфизма с возрастом 1,9 млрд лет (Степанов, 1974; Bibikova et al., 1986). Этот комплекс в данной главе не рассматривается.

Парагенетические ассоциации минералов в Анабарском комплексе характеризуют высокотемпературный несколько неоднородный в пространстве метаморфизм, протекавший при умеренных, частично повышенных давлениях (Лутц, 1974; Вишневский, 1978). В наиболее распространенных породах – глиноzemистых (1), высокоглиноzemистых (сравнительно редких) (2), кальцийсодержащих плягиогнейсах (3), метабазитах (4), метаультрабазитах (5), кальцифирах (6) и известково-силикатных (?) – характерные парагенезисы представлены соответственно: 1) Гр₇₂ + Пл + Би₄₅ + Кш + Кв; 2) Рп₃₇ + Гр₃₈ + Кор₂₀ + Кв, Рп₃₆ + Гр₄₃ + Сап₂₆ + Кор₁₄ + Сил; 3) Рп₃₉ + Мп₃₀ + Пл₄₅ + Кв, Рп₄₁ + Мп₃₅ + Бз₅₃ + Пл₃₈ + Кв, Рп₄₈ +

¹ Цифра внизу справа от индекса минерала означает коэффициент щелочности для фемических минералов и содержание аортитового компонента в плагиоклазе.

Мп₃₉ + Би₄₀ + Рог₇₇ + Кпш + Пл₄₀ + Кв; 4) Гр₅₀₋₆₀ + Рп₃₀₋₄₂ + Пл₃₆₋₆₀,
 Рп₄₆ + Мп + Рог₄₅ + Пл₃₄, Рп₄₁ + Мп₃₆ + Рог₄₃ + Гр₆₆ + Пл₆₀ + Мг;
 5) Рп₁₉ + Мп₁₄ + Рог₁₇ + Шп; 6) Фо + Мп + Дол + Шп (- Ка); 7) Мп +
 Спк + Пл + Кпш + Кв (- Ка).

Максимальные параметры метаморфизма определяются как Р = 10 кбар, Т = 850°С (Лутц, 1974), однако условия метаморфизма, вероятно, не были одинаковы на всей площади щита и варьировали до Р = 7-8,5 кбар, Т = 780-850°С (Вишневский, 1986).

Обобщенная петрографическая группировка пород, используемая в опубликованных описаниях и при полевой диагностике для алюмосиликатных и карбонатных пород, включает гранатовые гнейсы, гиперстеновые плагиогнейсы (эндербиты), кристаллические сланцы и амфиболиты (метабазиты и метаултрабазиты), магнетитовые кварциты, собственно кварциты, а также мраморы, кальцифиры и известково-силикатные породы. Минеральный состав отдельных представительных образцов силикатных пород и усредненные данные приведены в табл. 5, 6, соответствующие химические составы - в табл. 7, а карбонатных пород - в табл. 8, 9. Определение количественно-минерального состава проводилось для каждого образца по трем шлифам с помощью линейного интеграционного столика, что при преобладающем размере зерен 0,2-1,0 мм позволяет получить удовлетворительные данные. Химические анализы выполнялись в ВИМСе на квантотметре.

Таблица 5
Минеральный состав гранатовых гнейсов Анабарского щита (в объем.%)

Минерал	1	2	3	4	5	6	7	8
Кв	30	30	38	20	5	10	6	+
Кпш	15	10	10	1	15	10	10	8
Пл	35	48	35	55	58	55	35	65
Рп	+	+	5	+	5	10	15	+
Гр	12	7	8	15	10	7	25	10
Би	5	2	2	5	2	5	-	12
Мг	-	1	-	4	1	1	4	2
Прочие*	3	2	2	5	4	2	5	3

* Алатит, циркон, пирит, а также рутил - в породах 1, 4, 5, 7, графит - в 1-5, 7, силиманит - в 2.

П р и м е ч а н и е. "+" - присутствует в единичных зернах.

Стратиграфическое положение: хапчанская серия: 1 (обр. 80310-1), 2 (80329-1), 3 (обр. 81344-1), 4 (обр. 3262-1), 5 (обр. 9РА-34), 6 (обр. II741-81), 8 (обр. 9РА-83); верхнеанабарская серия: 7 (обр. 8254).

Места отбора: 1, 2 - р. Бол. Куонамка, нижнее течение, 3 - р. Хаптаоннинак, 4 - р. Котуйкан, среднее течение, 5, 6, 8 - р. Налим-Рассока, нижнее течение, 7 - р. Улахан-Джанака; 1 характеризует интервал, содержащий SiO₂ - 69 мас.% (до 73,2 мас.%), и соответствует колонке № 1 в табл. 7; 2-3 - 63-69 мас.%, № 2; 4-6 - 57-63 мас.%, № 3; 7 - 53-57 мас.%, № 8.

Таблица 6

Минеральный состав пироксеновых плагиогнейсов, метабазитов, метаультрабазитов и кварцитов (в объем. %)

Минерал	Пироксеновые плагиогнейсы					Метабазиты					Метаультрабазиты					Кварциты		
	1	2(4)*	3	4	5(4)	6(8)	7	8	9(6)	10	11	12(4)	13	14	15(3)	16(3)	17(2)	
Кв	22	18 ²⁸	5	10	8	13	-	-	-	-	-	-	-	-	-	89-97	55-58	
		15-22		5-10	5-22													
Кпш	4	4 ¹⁻⁵	2	2	3 ²	4 ¹⁻⁵	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	+	
				2-5														
Пл	65	20 ⁷⁰	74	73	23 ⁷¹	65-77	41	47	45 ⁴¹⁻⁵²	18	15	20 ¹⁵⁻²⁶	+	+	+	-	-	
		65-77		70-76														
Гр	-	+	-	-	-	-	-	-	0-7 ¹	-	-	4 ¹	-	-	-	0-2 ¹	0-2 ²	
									0-7 ¹			4 ¹				0-2 ¹	0-2 ²	
Рп	6	5 ¹⁰	7	9 ⁷	1 ⁵	1 ⁵	5 ³	49 ⁸	17 ⁸	69 ⁹	9 ¹⁷	69 ⁹	37 ⁹	37 ⁹	+	+	1-3	
		2-7	7-10	2-10			1-6	1-6	1-6	1-49	1-49	1-49	9-69	9-69			1-3	
Мп	-	1 ⁷	3 ³	5 ³	25 ³⁵	27 ³⁵	8 ¹⁷⁻³⁵	12 ¹⁷⁻³⁵	10 ⁸	14 ¹²	14 ¹⁰	14 ¹⁰	15 ¹⁴	15 ¹⁴	+	+	-	
Ол	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5 ⁵	5 ⁵	4 ⁵	-	-	
Рог	-	+	-	-	+	+	33	10	21 ¹⁰⁻³⁴	20	62 ⁵⁰	20-62 ⁵⁰	+	48 ³⁵	+	+	-	
		0-+	-	0-+	0-+	0-+												
Би	1	1 ⁰⁻³	-	3 ¹	0-3 ¹	0-3 ¹	+	+	0-+	3 ⁰⁻³	3 ⁰⁻³	5 ¹	5 ¹	8 ⁵	4 ⁸	+	-	
МГ	1	1 ¹	1	1 ²	1 ¹	2 ¹	2 ¹	2 ¹	2 ¹	1 ²	1 ²	1 ²	3 ¹	3 ¹	0,5 ³	+	41-43	
		1-2																

Таблица 6 (окончание)

Минерал	Пироксеновые плагиогнейсы						Метабазиты						Метаультраба- зиты			Кварциты		
	I	2(4)*	3	4	5(4)	6(8)	7	8	9(6)	10	II	12(4)	I3	I4	I5(3)	I6(3)	I7(2)	
Прочие ^{3ж}	I	+	I	I	+	+	+	I	+	I	I	2-3	2	2	3,5	4	+	
Цв. ^{4ж}	6	7	17	13	14	II	59	50	52	80	82	78	98	95	96	3	3	
		2-9			12-17	2-17			45-59			70-82			3-4	0,5-5,5		

* Здесь и в табл. 7-9 в скобках - число анализов.

2ж Здесь и в табл. 8 в числителе - среднее, в знаменателе - размах содержаний.

3ж Ильменит, пирит, апатит, циркон, а также шпинель (колонка I5), графит (I6).

4ж Сумма фемических минералов.

Приложение. "+" - присутствует в единичных зернах. Стратиграфическое положение: I-7, 10, 13, I7 - дадынская серия; 8, II, 14, 16 - верхнеанабарская серия; 9, 12, 15 - средние по образцам из пакшинской, верхнеанабарской, ханчанской серий. Места отбора: I-6, 10, 13, 14, 16, 17 - устье р.Дадын; II - р.Конгкой-Рассоха, нижнее течение; 9, 12, 15 - средние по обоим районам. I-2 - соответствует табл. 7; 3-5 - № 7; 6 (среднее для 2 и 5) - № 8; 7-9 - № 9; 10-12 - № 10; 13-14 - II; 16 - 12; 17 - № 13.

Таблица 7

Химический состав метаморфизованных силикатных пород Анабарского щита (в мас.%)

Компо- ненты	Гранатовые гнейсы					Пироксеновые плагиогнейсы			Метабазиты		Мета- ультраба- зит	Кварциты		
	I(9)	2(12)	3(7)	4(3)	5(3)	6(4)	7(4)	8(сред- нее)	9(6)	10(4)	II(3)	I2(3)	I3(2)	
SiO ₂	71,15	66,75	59,44	56,25	51,47	66,62	59,92	63,27	48,55	45,91	43,93	96,41	43,36	
TiO ₂	0,44	0,62	0,67	0,89	1,00	0,44	0,78	0,61	I,36	0,69	0,42	0,02	0,04	
Al ₂ O ₃	14,01	14,93	16,67	17,79	20,16	16,45	16,49	16,47	I3,80	11,62	6,63	0,25	0,50	
Fe ₂ O ₃	0,85	1,59	10,05*	10,77*	4,35	I,56	2,89	2,22	4,79	3,99	4,86	0,12	37,76	
FeO	3,96	5,62	-	-	8,23	2,40	4,49	3,45	8,58	8,98	II,71	0,58	I7,66	
MnO	0,07	0,08	0,15	0,10	0,24	0,04	0,07	0,05	0,16	0,17	0,17	0,02	0,03	
MgO	I,40	2,30	3,88	4,10	4,59	I,29	3,12	2,20	7,15	I3,24	20,89	0,55	0,24	
CaO	2,90	2,32	3,12	3,53	4,50	4,65	6,43	5,54	II,55	I0,99	8,07	0,86	0,10	
Na ₂ O	3,34	3,22	2,77	3,15	3,52	4,15	3,88	4,02	2,50	I,70	0,83	0,10	0,11	
K ₂ O	I,40	2,32	1,89	2,51	I,90	0,92	0,78	0,85	0,51	0,77	0,71	0,02	0,04	
P ₂ O ₅	0,10	0,14	0,13	0,15	0,11	0,06	0,13	0,10	0,06	0,06	0,02	0,03	0,07	
П.п.п.	0,54	0,64	0,90	0,69	0,91	0,63	0,22	0,43	0,43	I,20	0,96	0,52	-	
Сумма	I00,16	I00,53	99,76	99,93	I00,98	99,21	99,20	99,21	99,44	99,32	99,20	99,48	99,91	

* Все железо определено как окисное.

Приложение. I-13 - см.табл.5,6. Содержание SiO₂: I - > 69 мас.%(до 73,2); 2-6 - 63-69%; 3, 7 - 57-63; 4 - 53-57; 5 - 49-53; 9 - 47-49; 10 - 43-49; II - 43-45; I2 - 94-97; I3 - 41-45 мас.%

Таблица 8

Минеральный состав метаморфизованных карбонатных пород Анабарского щита (в объем.%)

Минерал	Мраморы					Кальцифиры					Карбонатно-силикатные породы		
	1(2)	2(3)	3(2)	4(2)	5	6	7(2)	8	9	10	II	12(3)	13(2)
Ка	92,5 ^{2*} 90-95	80 78-82	70 65-75	17,5 15-20	-	80	57,5 50-65	55	45	30	12	5	1 0-2
Дол	0,5 0-1	7 6-9	17 15-19	75 70-80	90	-	-	-	30	43	-	-	-
Ол	-	-	7,5 5-10	4 2-6	4	-	-	-	12	15	-	-	-
Мп	2 0-4	5 2-13	0,5 0-1	-	-		12,5 10-15	18	5	2	25	20 15-30	57 54-60
Фл	-	-	1,5 1-2	1 0-2	1	-	-	5	-	5	-	-	-
Пл	0,5 0-1	-	-	-	-	12	3 1-5	-	-	-	-	45 16-65	-
Ско	2 0-4	6,3 5-7	-	-	-	-	9 6-12	15	3	-	52	15 0-45	35
Клш	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	5	5 0-12	2,5 0,5-4,5
Кв	-	-	-	-	-		15 10-20	5	-	-	-	5 0-12	-
Шп	-	-	1,5 0-3	1,5 1-2	2	-	-	-	2	4	-	-	-
Сф	-	-	-	-	-		1,5 1-2	-	-	-	2	2 1,5-3	2,5 1-4
Прочие ^x	2,5 1-4	1,7 1-3	2 1-3	1	1	2	1,5 1-2	2	3	1	4	3 1-4	2 1-3
Сумма ^{2*}	93,0	87	87	92,5	90	80	57,5	55	75	83	12	5	1

* Апатит, магнетит, пирит, сфен, циркон, в колонках I, 3, 6, II, 12 - также графит.

2* Сумма карбонатных минералов.

Приимечание. I-I3 - см.табл.9. Стратиграфическое положение: хапчанская серия: I-4, 6-9, II-I3; верхнеанабарская серия: 5, 10. Места отбора: I, 2, 7 - р.Налим-Рассоха, среднее течение; 3, 4, 6, 8, 9, II, 12 - р.Хаптасыннах; 5, 10, 13 - р.Маган; в средние также вошли: 7 - р.Воронюк, 12, 13 - р. Ары-Мастах.

Таблица 9

Химический состав метаморфизованных карбонатных пород архея Анадарского щита (в мас.%)

Компоненты	Мраморы					Кальцифиры					Карбонатно-силикатные лодороды		
	1(2)	2(8)	3(5)	4(2)	5(2)	6(4)	7(29)	8(4)	9(3)	10(1)	11(3)	12(13)	13(6)
SiO ₂	2,22	3,54	5,89	2,60	4,78	20,58	24,77	23,66	13,33	14,07	49,27	53,88	52,03
TiO ₂	0,10	0,06	0,13	0,02	0,06	0,29	0,26	0,26	0,13	0,07	0,45	0,66	0,48
Al ₂ O ₃	2,27	2,44	1,81	1,32	1,47	6,15	5,46	5,68	2,65	2,60	12,53	13,94	13,31
Fe ₂ O ₃	0,16	0,12	0,43	0,02*	1,48*	0,67	1,42	1,51	1,90	1,63*	1,33	2,41	1,55
FeO	0,72	0,67	0,28	-	-	1,94	1,53	1,45	0,80	-	4,19	4,44	5,58
MnO	0,01	0,02	0,03	0,02	0,24	0,02	0,04	0,07	0,02	0,03	0,07	0,08	0,11
MgO	0,48	2,98	6,58	19,08	20,52	0,80	2,26	5,49	11,91	15,88	2,15	2,55	5,73
CaO	53,98	48,31	42,46	32,64	26,99	39,94	36,67	33,50	35,45	34,14	21,08	15,81	15,59
Na ₂ O	0,42	0,22	0,17	0,04	0,13	1,00	0,81	0,48	0,30	0,12	2,00	1,90	2,03
K ₂ O	0,40	0,28	0,35	0,40	0,38	1,53	0,91	1,05	0,43	0,32	2,58	1,60	1,38
P ₂ O ₅	0,01	0,02	0,04	0,08	0,05	0,02	0,04	0,04	0,05	0,04	0,03	0,12	0,14
П.п.п.	36,92	41,03	41,33	43,42	43,47	26,80	25,88	26,65	32,52	30,63	4,60	2,78	1,47
Сумма	99,63	99,69	99,50	99,62	99,57	99,74	100,05	99,84	99,49	99,50	100,28	100,17	99,40
M2*	0,009	0,06	0,13	0,36	0,43	0,012	0,058	0,141	0,250	0,320	0,070	0,123	0,258

* Все железо определено как окисное.

25. Коэффициент доломитности: $M = \frac{MgO}{(MgO + CaO)}$. Приведенные значения M соответствуют принятым интервалам:
 для колонки 1 - 0-0,02; для колонки 2, 7, 11 - 0,02-0,10; для колонок 3, 8, 12 - 0,10-0,20;
 для колонок 9, 13 - 0,20-0,0308; для колонок 4, 10 - 0,308-0,396; для колонки 5 - более 0,396.

Примечание. I-13 см. табл. 8.

Силикатные породы. Ассоциация гранатовых гнейсов охватывает широкую гамму пород, которые имеют слабо выраженную полосчатую или линзовидно-полосчатую текстуру, обусловленную обособлениями в линзы мозаичных агрегатов кварца или отдельных зерен цветных минералов. В равномерно-зернистой гранобластовой массе кварца, антиперититового плагиоклаза – андезина и калиевого полевого шпата, заполняющего промежутки между другими минералами, заключены индивиды таблитчатого ромбического пироксена в округлые зерна граната, нередко более крупного размера (до 2 мм), содержащие пойкилобластовые вrostки плагиоклаза. Биотит образует чешуйки до 0,7-1,0 мм и обогащает отдельные прослои. Содержание SiO_2 в этих породах варьирует от 70 до 51 мас.%, и породы равномерно распределяются в пределах этого интервала, что отчетливо выражается в содержаниях кварца: от 40% до единичных зерен соответственно. Однако здесь нет прямой корреляции. Это является важным свидетельством необходимости специальной петрографической систематики. Характерно некоторое преобладание MgO над CaO и сравнительно высокие содержания K_2O , что позволяет относить эти породы к петрологической категории метапелитов. Естественно, что более дробное деление этой ассоциации пород на основе петрографических признаков вызывает значительные затруднения, и такие группировки обнаруживают слишком большие вариации и перекрытие химических составов.

Гиперстеновые плагиогнейсы (эндербиты) представляют собой лейкократовые и мезократовые средне-мелкозернистые породы полосчатого строения. Полосчатость обусловлена чередованием лейкократовых и меланократовых полос шириной от одного миллиметра до нескольких сантиметров, иногда дециметров, имеющих нерезкие границы между собой и сложенных одной и той же ассоциацией минералов, но с разными количественными соотношениями между ними. Минералы образуют гранобластовый агрегат зерен (размером 0,2-4 мм, в среднем около 1 мм), расположенных в той или иной степени параллельно друг другу. Кварц присутствует в виде удлиненных неправильных зерен, линзочек, иногда растянутых в прерывистые полоски. Плагиоклаз, андезин образуют зерна с неправильными очертаниями антиперититового строения с редким полисинтетическим двойникованием; калишпат – антиперититовые вrostки, а также мелкие зерна (0,1-0,3 мм), расположенные по границам других породообразующих минералов. Пироксены находятся в виде зерен с неправильными очертаниями; преобладающий ортопироксен чаще имеет удлиненную форму. Биотит вместе с магнетитом приурочен к зернам ортопироксена.

Гиперстеновые плагиогнейсы по химизму разделяются на дацитовые (тололитовые), содержание кварца в которых 15-22%, и андезитовые (0-10% кварца), в них всегда $\text{MgO} < \text{CaO}$ при крайне низком содержании калия.

Метабазиты (см. табл. 6, № 7-9), как и метаультрабазиты, находятся среди плагиогнейсов в виде будин, линз, прослоев, местами

фиксируются кососекущие соотношения с вмещающими плагиогнейсами. Мощность их чаще всего в пределах первых метров, реже встречаются более мощные тела. Метабазиты представляют собой мелкозернистые (размер зерен 0,3-1,5 мм, чаще 0,5-1,0 мм, в среднем 0,8 мм) породы линейно-параллельной текстуры. Структура гранобластовая, иногда - разнозернистая, возможно - реликтовая порфировая. Породы характеризуются стабильным содержанием плагиоклаза и суммы мafических минералов. Плагиоклаз находится в виде субизометрических или слабо удлиненных зерен с неправильными границами, представлен андезином, реже лабрадором, обычно сдвойникован, изредка обнаруживает нечеткую зональность. Пироксен большей частью моноклинный, образует крупные, изометрические зерна, а-амфибол (роговая обманка) - удлиненные, параллельно ориентированные зерна и формировался одновременно с пироксенами. Содержание фемических минералов в метаморфическом парагенезисе составляет около 50%.

Меланократовые метабазиты, промежуточные по составу между ультрабазитами и базитами, обычно тесно связаны с метаультрабазитами. В пределах одного тела метаультрабазитов нередко видны переходы между разновидностями, сложенными только одними мafическими минералами, и меланократовыми метабазитами, в составе которых появляется плагиоклаз. Бесплагиоклазовые ультрабазиты описаны ниже. В меланократовых метабазитах, помимо орто- и клинопироксена, количество которого повышается по сравнению с бесплагиоклазовыми ультрабазитами, появляется плагиоклаз высокой основности (лабрадор-битовит) в виде сдвойниковых короткостолбчатых зерен с неправильными границами. По химическому составу эти породы занимают промежуточное положение между базитами и ультрабазитами, содержание фемических минералов составляет около 80%.

Метаультрабазиты присутствуют среди плагиогнейсов в виде будин, линз и согласных прослоев мощностью от нескольких десятков сантиметров до метров. Представляют собой средне- в крупнозернистые породы (размер зерен 2-5 мм, иногда до 10-15 мм) с массивной, слабо или умеренно выраженной линейно-параллельной текстурой, иногда отмечается сильное рассланцевание. Структура гранобластовая, нематобластовая до гипидиобластовой. Эти голомеланократовые породы сложены короткостолбчатыми зернами слабо плюсокрирующего ортопироксена и неправильными - почти бесцветного клинопироксена. Оливин образует отдельные бесцветные зерна, без вторичных продуктов изменения, амфибол - толстотаблитчатые кристаллы, в шинель содержащих разновидностях по оптическим свойствам он близок к эдениту. Биотит находится в удлиненных пластинках, густо окрашен в коричневый цвет. Шинель встречается в виде мелких зерен густо-зеленого цвета (герцинит), расположенных в стыке других минералов. Амфибол и биотит не обнаруживают реакционных взаимоотношений. Петрохимически эти породы достаточно широко варьируют, и, учитывая их непосредственные переходы в меланократовые метабазиты, можно предполагать, что эта совокупность пород первоначально слагала дифференцированные магматические тела.

Кварциты образуют пластообразные тела мощностью от десятков сантиметров до 100–200 м. Наиболее характерным среди них являются, помимо собственно кварцитов, также графитсодержащие и магнетитовые кварциты.

Графитсодержащие кварциты состоят почти целиком из кварца, образующего относительно крупнозернистый агрегат зерен (1–4 мм) с сильно извилистыми и сложными взаимопроникающими границами. Графит, являющийся главной примесью, образует тонкие параллельно ориентированные пластиники длиной 1–2 мм. Редкие и сравнительно мелкие зерна (0,2–0,5 мм) пироксенов часто замещены мелкочешуйчатым хлоритоподобным минералом, а редкие и мелкие зерна калишпата не несут следов вторичных изменений.

Магнетитовые кварциты слагают среди плагиогнейсовых толщ отдельные линзы или их группы и прослой разной мощности и протяженности: от метра и менее до десятков и сотен метров. Они состоят из чередующихся полос (1–3 мм) тонкозернистого (0,02–0,2 мм, в среднем 0,1 мм) кварца и магнетита той же разности. Ортопироксен (удлиненные неправильные зерна размером 0,1–0,5 мм, в среднем 0,2 мм), коричневый биотит (мелкие листочки размером около 0,2 мм) пространственно связаны с магнетитом, так же как и гранат (0,2–4 мм). Плагиоклаз (олигоклаз–андезинового состава) в виде неправильных зерен (размером 0,2–0,5 мм) ассоциирует с кварцем.

Карбонатные породы. Метаморфизованные карбонатные породы Анабарского комплекса обнаруживают изотопные характеристики ($\delta^{13}\text{C} = -0,6 + -3,20\%$, $\delta^{18}\text{O} = +19,25 + +23\%$), присущие осадочным карбонатным отложениям (Розен и др., 1986). Как для анализа парагенезисов метаморфических минералов, так и для правильной геологической интерпретации полученных данных наиболее важны такие петрохимические параметры, как количество силикатной примеси, доломитность и соотношение магния и кремния. Подобное разделение для седиментогенных пород этой группы также существует, как, например, разделение вулканических пород по петрохимическим признакам на базальты, андезиты, дациты и др. Если учесть существенное повышение к известково–силикатным породам содержаний щелочных металлов, то систематика этой группы пород должна базироваться на соотношениях $\text{CaO}-(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}-\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$, т.е. в шестимерном пространстве признаков, а если допустить раздельное поведение магния и железа, то количество признаков увеличится до семи. Однако диаграммы состав–парагенезис, разработанные в настоящее время, ограничиваются трехкомпонентными системами $\text{Ca}-(\text{Mg}, \text{Fe})-\text{Si}$ (Мельник и др., 1984). Такие системы в чистом виде характеризуют метаморфизм сравнительно редких пород – кремнистых известняков и доломитов и исключают из рассмотрения наиболее распространенные глинисто–карбонатные отложения (мергели и др.).

В целях определения рациональных градаций систематики этих пород было проведено петрохимическое изучение влияния исходной аллювиально–кремнистой (терригенной) примеси на минеральный состав возникающих при метаморфизме пород. Оказалось, что принятые в литологии градации, отвечающие наиболее распространенным типам отложений: глинистый извест-

няк (доломит), мергель, карбонатная глина (соответственно 100-75, 75-25, 25-0% карбонатного материала). – при пересчете валового химического анализа на минералы метаморфических пород разграничиваются несколько иначе в связи с реакциями декарбонатизации, а именно 100-85, 85-15, 15-0% карбонатных минералов соответственно. Эти не совсем привычные градации, однако оказываются достаточно выдержаными в природных объектах, так как наиболее часто встречаются метаморфические породы, соответствующие примерно середине указанных интервалов. Существенно также то, что эти градации достаточно легко устанавливаются при петрографических исследованиях, а максимальная возможная ошибка в количественно-минеральном анализе ($\pm 5\%$) не оказывает решающего влияния на отнесение пород к той или иной градации.

Формирующиеся при метаморфизме минеральные ассоциации существенно зависят от магнезиальности породы, а для геологических задач важно учесть истинную (исходную) степень доломитности породы, так как заметное количество магния входило первоначально в терригенную часть осадка. Поскольку для рассматриваемой ситуации можно допустить, что магний целиком входил в глинистую составляющую, и главным образом в состав гидрослюдистой глины, величина необходимой поправки определяется исходя из среднего состава иллита осадочных пород (Розен, 1981): $K_2O = 9,35$ мас.%, $MgO = 2,00$ мас.%. Тогда для выявления первичной доломитности породы содержание MgO в анализе должно быть уменьшено на величину – $(MgO) = 0,214 K_2O$ мас.%.

Используя типовые градации осадочных пород (Хворова, 1957) – известняк, доломитистый известняк, доломитовый известняк, известковый доломит, известковистый доломит, можно отметить граничные содержания доломита в исходной породе, соответственно, 25, 50, 75 и 95 мас.%. По исправленному, как сказано выше, содержанию магнезии можно вычислить коэффициент доломитности (M), разграничивавший исходные породы, по уравнению $M = MgO/(MgO + CaO)$ мас.%. Этот коэффициент для указанных выше граничных значений составляет, соответственно, 0,0196; 0,0992; 0,202; 0,308; 0,396. Предельная величина для доломита $M = 0,418$ позволяет выделить в изучаемых породах аномальные осадки или оценить влияние магнезиального метасоматоза.

На основании наблюдаемых минеральных ассоциаций и содержания карбонатов, а также с учетом доломитности разработана систематика метаморфизованных карбонатных пород Анабарского комплекса (см. табл. 8, 9). Подсчет содержаний карбонатных пород и их разделение осуществлялись в прокрашенных шлифах.

Мраморы и кальцифиры образуют прерывистые горизонты среди гранатовых гнейсов и известково-силикатных пород мощностью от первых метров до 200 м в восточной зоне щита (реки Налым-Рассоха, Хантасынах, Ары-Мастах) и залегают в виде многочисленных линз мощностью от первых до десятков метров среди гиперстеновых плагиогнейсов в западной зоне (реки Маган, Ворюр).

В соответствии с коэффициентом доломитности среди мраморов выделяются следующие породы: кальцитовые, доломитисто-кальцитовые, доломит-кальцитовые, кальцитисто-доломитовые и доломитовые (см. табл. 8, № 1-5). Распространены мраморы преимущественно в породах хапчанской серии восточной зоны, а также в верхнеанабарской серии западной зоны, где встречаются высокодоломитовые разновидности. Среди мраморов наиболее распространены доломитисто-кальцитовые разновидности.

Основным минералом первых трех градаций (по коэффициенту доломитности) является кальцит. Силикатные минералы в первых двух представлены диопсидом, скаполитом и плагиоклазом. В третьей среди силикатных минералов преобладает форстерит. В двух последних группах основным карбонатным минералом является доломит. Форстерит в этих породах встречается повсеместно, характерными минералами являются шпинель и флогопит. Структура пород средне- и крупнозернистая, текстура массивная, реже слабо полосчатая. Среди гранобластового агрегата зерен карбонатных минералов диопсид образует таблитчатые, реже неправильные зерна. Скаполит наблюдается в виде таблитчатых зерен с интенсивной интерференционной окраской, по составу соответствует мейситу. Форстерит чаще всего присутствует в виде овальных зерен и обычно замещается серпентином. Флогопит встречается в виде отдельных чешуй и пластинок и характеризуется слабым плеохроизмом в коричнево-желтых тонах. В некоторых разновидностях присутствует мелкодисперсный графит и иногда флюорит.

Кальцифирь подразделяются на кальцитовые, доломитисто-кальцитовые, доломит-кальцитовые, кальцит-доломитовые и кальцитисто-доломитовые. Последние встречаются только в нижних стратиграфических уровнях хапчанской серии, где преобладающим типом являются доломитисто-кальцитовые разновидности. В западной зоне встречаются породы только этого типа. Текстура пород массивная, реже полосчатая, структура гетерогранобластовая, средне- и крупнозернистая. По набору и облику минералов эти породы мало отличаются от описанных выше мраморов. В первых трех типах основным карбонатным минералом является кальцит, нередко двойникового строения. Силикатные минералы представлены диопсидом и скаполитом. В некоторых разновидностях скаполит ассоциирует с плагиоклазом, причем преобладает последний. Он образует таблитчатые, реже округлые полисинтетически сдвойниковые зерна, а по составу соответствует андезиту. В породах западной зоны в значительных количествах присутствует кварц, образующий удлиненные зерна и агрегаты, вытянутые вдоль полосчатости породы. В двух последних, доломитовых, градациях преобладают ромбозидрические зерна доломита наряду с кальцитом. Силикатные минералы представлены в основном форстеритом. Постоянно присутствует шпинель.

Карбонатно-силикатные породы наиболее широко распространены в хапчанской серии восточной зоны. Здесь они слагают отдельные толщи. По коэффициенту доломитности выделяются три типа: доломитисто-кальцитовые,

доломит-кальцитовые и кальцит-доломитовые. Наиболее широко развиты породы второго типа. В целом карбонатно-силикатные породы имеют хорошо выраженную полосчатую текстуру, определяемую чередованием светло- и темноокрашенных прослоев, вследствие присутствия фемических минералов, мелко- и среднезернистую гетеробластовую структуру (размер зерен 0,2-1,5, реже до 2 мм). Выделяются две разновидности: диопсид-скаполитовые, практически бескварцевые, и диопсид-плагиоклазовые с существенным содержанием кварца. В диопсид-скаполитовых разновидностях плагиоклаз отвечает по составу андезину, реже лабрадор-андезину, и не обнаруживает реакционных соотношений с сосуществующим скаполитом. Диопсид-плагиоклазовые породы находятся в тесной ассоциации с диопсид-скаполитовыми и отличаются более светлой окраской и мелкозернистой структурой, а также постоянным присутствием кварца. Плагиоклаз по составу отвечает андезину, часто содержит антiperититовые вrostки (до 5-10% площади зерна). Калишпат образует мелкие ксенобластовые зерна на стыках между другими минералами. Полосчатость подчеркивается обогащением прослоев фемическими минералами.

Систематика пород Анабарского метаморфического комплекса

Для выделения классификационных единиц использованы количественно-минеральные составы, а для контроля – данные химических анализов тех же пород (см. табл.5-9), которые графически изображены на диагностических диаграммах (рис. II-15).

Вышеописанные ассоциации минералов позволяют отнести все рассмотренные породы к классу регионально-метаморфических, подклассу высокотемпературных пород. На диаграмме общей систематики алломосиликатных пород (см. рис. II) они занимают поля гнейсов и эндербитов. Однако три типа малокварцевых пород, обычно относимых к гнейсам (см. табл. 5, № 5, 7, 8), попадают в поле кристаллосланцев или на границу с ними. В этом же поле концентрируются метабазиты, а метаультрабазиты – в поле пироксенолитов. Кварциты оказываются в соответствующем поле. Свободными оставались поля кварцевого пироксенолита и кварцевого кристаллосланца, а также кварцито-сланца.

Выделение семейств проводится на основе минеральных парагенезисов с помощью треугольных диаграмм (см. рис. II-14), построенных на основе формульных количеств окислов (Авидон, 1976; Винклер, 1979; Ефремова, Стадеев, 1985), где минералы занимают фиксированные точки или поля, а состав тех из них, которые не входят в пространство такой диаграммы, вычитается из общего анализа. Для данного рассмотрения важно то, что такие диаграммы позволяют выявить соответствие изучаемых минеральных составов химическим анализам, что служит контролем выводов. Однако некоторые многоминеральные, в частности карбонатные, породы могут и не давать однозначных решений. В принципе минералы, показанные на диаграмме, должны полностью и закономерно соответствовать наблюдаемым парагенезисам. Однако задача получения полного соответствия относится

Рис. II. Общая количественно-минеральная систематика метаморфизованных алломосиликатных пород Анабарского щита:

1, 2 – метапелиты и гнейсы, группа А: 1 – гранатовые гнейсы, 2 – пироксеновые плагиогнейсы; 3 – метабазиты, группа Б; 4 – метаультрабазиты, группа Г; 5 – кварциты, группа А.

Породы (цифры в кружках): 1 – пироксенолит, 2 – кварцевый пироксенолит, 3 – кварцевый кристаллосланец; 4 – кристаллосланец, 5 – кварцит, 6 – метапелитовый и кварцево-полевошпатовый кварцито-сланец, 7 – гнейс, 8 – лейкогнейс, чарноцит, 9 – эндербит, плагиогнейс

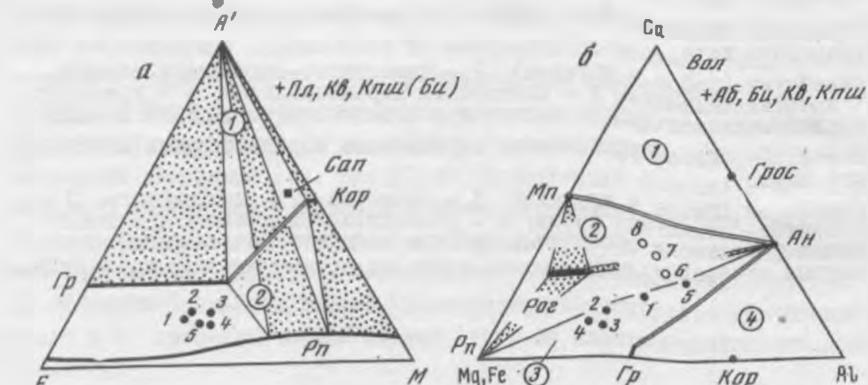
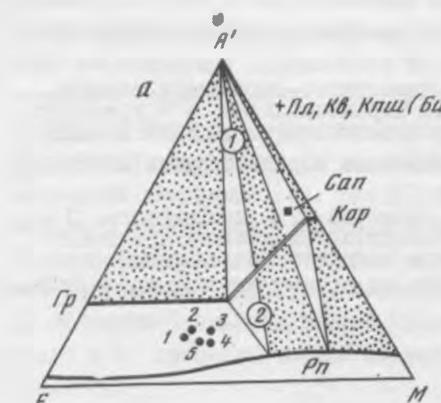
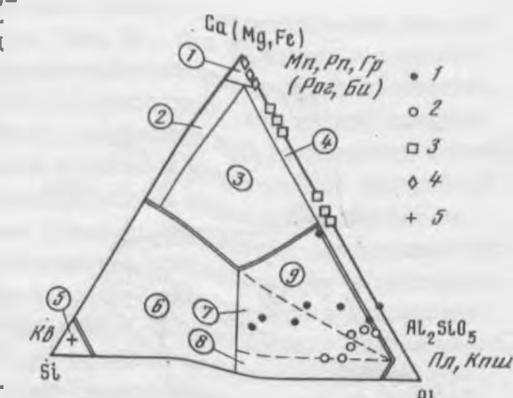
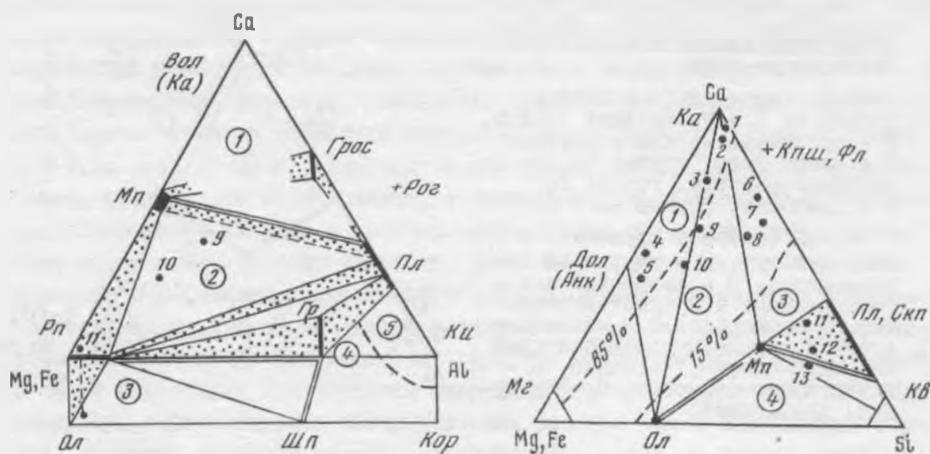


Рис. II. Гнейсы (группа А) Анабарского щита:

а – гранатовые гнейсы (показаны точками), подгруппа мадокальциевых метапелитов и гнейсов; семейства (цифры в кружках): 1 – силиманит-гранат-кордиерит-сапфировых и 2 – гиперстен-гранат-кордиерит-силиманитовых гнейсов; б – пироксеновые плагиогнейсы (показаны кружками), подгруппа кальцийсодержащих сланцев и гнейсов (гранатовые гнейсы показаны точками); семейства (цифры в кружках): 1 – известково-силикатных сланцев, 2 – двупироксено-вых плагиогнейсов, 3 – гиперстеновых плагиогнейсов, 4 – метапелитов (цифры около точек соответствуют номерам в табл. 7).

к области парагенетического анализа, который здесь не рассматривается. Для целей классификации достаточно ограничиться выявлением главных, обычно трех минералов парагенезиса, оставив остальные минералы вне парагенетического рассмотрения. В большинстве случаев оказывается, что малые минералы присутствуют в количестве меньше 5 объем.%, и могут выявлять лишь детали классификации (обычно разновидности).

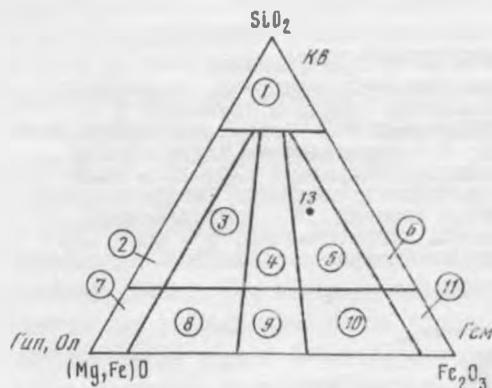


Р и с. 13. Метабазиты (группа Б) и метаултрабазиты (группа Г) Анабарского щита.

Семейства (цифры в кружках): 1 - известково-силикатных сланцев, 2 - кристаллосланцев, 3 - оливиновых пироксенолитов, 4 - гранатиты, 5 - плагиоклазиты (цифры около точек соответствуют номерам в табл. 7)

Р и с. 14. Метаморфизованные карбонатные породы (группа В) Анабарского щита.

Семейства (цифры в кружках): 1 - мраморов, 2 - кальцифиров, 3 - карбонатно-силикатных пород, 4 - известково-силикатных кристаллосланцев (пунктиром обозначены границы семейств по содержанию карбонатных минералов; цифры около точек соответствуют номерам в табл. 9)



Р и с. 15. Хематитовые кварциты Анабарского щита.

Семейства (цифры в кружках): 1 - безрудных и малорудных кварцитов; 2-6 - кварцитов (2-оливин-гиперстеновых, а также эвдиолитов, 3 - гиперстен-магнетитовых, 4 - магнетитовых, 5 - магнетит-гематитовых, 6 - гематитит-гематитовых; 7 - гиперстен-богатых руд; 8-11 - богатых руд (8 - гиперстен-магнетитовых, 9 - магнетитовых, 10 - магнетит-гематитовых, 11 - гематитовых); точка 13 - см. номер в табл. 9

Определяющими минералами гранатовых гнейсов (петрохимически близких к метапелитам) являются Рп, Гр, Цл, Кш, Кв. Они залегают в ассоциации с высокоглиноземистыми сапфиринсодержащими породами. В соответствии с систематикой, предложенной С.П.Кориковским, эти породы следует относить к подгруппе малокальциевых, насыщенных K_2O метапелитов и гнейсов (A_1), где в высокотемпературном подклассе присутствует избыточный калишпат; переслаивание с сапфиринсодержащими породами указывает на повышенные давления (подразделение I-4- A_1); отсутствие самостоятельных пересыщенных Al_2O_3 фаз свидетельствует о принадлежности к малоглиноземистым породам семейства гиперстен-силиманит-гранат-кордиеритовых гнейсов (I-4- A_1 -а). Этот вывод согласуется с химическим составом пород, их фигуративные точки (см. рис.12,а) попадают в поле этого семейства.

Выделение видов базируется на трех главных минералах и может быть проведено следующим образом на основании количественно-минеральных данных. Почти все изученные породы относятся к виду гиперстен-гранат-плагиоклазовых гнейсов (см. табл.5, № I-7), к которому примыкают бескварцевые породы того же минерального состава, получившие видовое наименование – кристаллический сланец. Гиперстен целя-сообразно ввести в название вида, несмотря на широкие вариации его содержаний, поскольку он определяет положение этих пород на классификационной диаграмме (см. рис.12,а). Присутствие биотита и часто магнетита в количестве 5 объем.% и менее определяет название разновидности в пределах указанного вида. Таким образом, в рамках предлагаемой систематики изученные породы могут быть классифицированы как: 1) магнетит-биотитсодержащий (разновидность) гиперстен-гранатовый гнейс (вид) и 2) кристаллический сланец (того же классификационного названия).

Следующая ассоциация пород – пироксеновые плагиогнейсы – относится к подгруппе кальцийсодержащих сланцев и гнейсов (A_3), ее высокотемпературной части (I-I- A_3) и семейству двупироксен-(роговообманково)-биотитовых эндербитов. Роговая обманка в этих породах отсутствует, присутствие биотита носит случайный характер, поэтому, модифицируя предложенную С.П.Кориковским диаграмму (см. рис.12,б) и нанеся точки анализов пород, которые попадают в поле, соответствующее наблюдаемому парагенезису, получаем название вида: двупироксеновый эндербит (плагиогнейс). Полное название оказывается следующим: магнетит-биотитсодержащий двупироксеновый эндербит (плагиогнейс).

Модифицированная диаграмма также оказывается удобной для нанесения описанной выше ассоциации пород – гранатовых гнейсов (не содержащих кальциевого пироксена) (см. рис.12,б) и более наглядно отражает путь формирования указанного видового названия. Необходимо обратить внимание на то, что роговая обманка, участвующая в названии семейства, появляется в качестве редкновесного минерала в породах повышенной магнезиальности, поэтому она показана (см. рис.12,б) как возможный член парагенезиса. В таких породах роговая обманка должна входить в название вида.

Метабазиты в соответствии с систематикой Н.Л.Добрецова классифицируются как амфибол-плагиоклаз-диопсидоксеновый кристаллосланец; разновидность: гранат-биотитсодержащий (см. табл.6,7; рис.13), входящий в семейство высокотемпературных кристаллосланцев (I-I-B₁) подгруппы нормальных метабазитов (B₁). Меланократовый метабазит (см. табл.7, № 10) тяготеет к другой подгруппе - метабазитов повышенной магнезиальности (B₄), где они могли бы быть классифицированы как амфибол-плагиоклазовые пироксенолиты. Однако в соответствии с наблюдаемым минеральным (см. рис.11) и химическим (см. рис.13) составами эти породы попадают в поля метабазитов. В дальнейшем необходимо уточнение границ между кристаллосланцем и пироксенолитом.

Метаультрабазиты, по систематике Н.Л.Добрецова, относятся к виду оливин-амфибол-диопсидоксеновый пироксенолит, разновидности биотит-шинельсодержащий (см. табл.6, 7; рис.13), семейству оливиновых пироксенолитов (I-I-Г) условий умеренных давлений и высоких температур; группе - Г.

Карбонатные породы по систематике, предложенной О.М.Розеном, подразделяются на четыре семейства. Семейство мраморов (85% карбонатных минералов, группа I-I-B, подгруппа собственно карбонатных пород B₁) в соответствии с наблюдаемыми содержаниями минералов и диагностической диаграммой (см. табл.8, 9, № 1, 2; рис.14) включает виды: плагиоклаз (скаполит)-диопсид-кальцитовый мрамор (разновидность графитсодержащий, см. табл.8, № 1) и форстерит-кальцит-доломитовый мрамор (разновидность флогопит-шинельсодержащий, № 3-5). Семейство кальцифиров I-I-B₂ (15-85% карбонатных минералов) включает кварц- или флогопитсодержащий плагиоклаз (скаполит) - кальцитовый кальцифир (№ 6-8) и шинель-диопсидсодержащий форстерит-кальцит-доломитовый кальцифир (№ 9, 10). Семейство карбонатно-силикатных пород I-I-B₃ включает кварц- и калишпатсодержащую кальцит-диопсид(плагиоклаз)-скаполитовую породу (№ II, 12). Практически бескарбонатные породы (№ 13) относятся к пересыщенным CaO метабазитам подгруппы I-I-B₃ и входят в семейство известково-силикатных сланцев. Их классификационное название определяется как карбонат-калишпатсодержащий скаполит-диопсидовый кристаллосланец.

Кварциты и магнетитовые кварциты (см. табл.6, 7) содержат характерные минералы гранулитовой фации и относятся к подклассу высокотемпературных пород (подкласс I-I). Для собственно кварцитов вид определяется как пироксеновый кварцит, разновидность - графитсодержащий. По существу, эти породы относятся к группе А и составляют часть семейства кальцийсодержащих сланцев и гнейсов (подгруппа I-I-А₂). Для создания подробной их систематики необходимо последовательное рассмотрение переходных пород: кварцито-гнейсов и кварцито-сланцев, которые в рассматриваемом комплексе отсутствуют.

Магнетитовые кварциты (см. табл.7, № 13; рис.15) относятся к группе Д - железистых кварцитов. По систематике, предложенной А.А.Глаголевым, описанные породы входят в семейство магнетитовых кварцитов с гиперстеном (подгруппа I-I-Д₂-4). Правильным видовым названием представляется следующее: гиперстен-магнетитовый кварцит, разновидность - калишпат-гранатсодержащий.

В соответствии с задачей данной работы разработана классификация наиболее распространенных метаморфических пород Анабарского комплекса (табл.10). В ней нет ряда мало распространенных пород (высокоглиноземистых, дефицитных по кремнезему алюмосиликатных пород и др.). Выдержан основной принцип систематики пород: класс (и его более дробные подразделения) выделяется по условиям метаморфизма, группы - по составу. В точках пересечения этих двух координат находится семейство, объединяющее породы сходного минерального состава и выделяемое в большинстве случаев по парагенезису трех главных минералов. Семейства подразделяются на виды горных пород. Это те объекты (порода), которые непосредственно наблюдаются и изучаются в обнажениях. Вариации второстепенных минералов определяют появление внутри вида отдельных разновидностей.

Выделенные здесь по единой системе виды горных пород в целом соответствуют группировке пород и терминологии, используемой в практике. Это показывает, что принципы классификации выбраны правильно. Однако терминология, используемая в геологической практике, имеет не строгий петрологический смысл и недостаточно определенные границы, что при оперативной диагностике, например, во время геологической съемки может привести к неточностям, известной неопределенности и разному пониманию одних и тех же пород. Этим объясняется разнотечение в понимании и применении многих подобных терминов. Причиной скорее всего является отсутствие парагенетического анализа минералов в каждом конкретном случае.

Трехминеральные видовые названия, полученные в данной работе, безусловно неудобны в повседневной практике. В полной форме они, по-видимому, будут иметь характер эталонных и служить основой для разработки системы упрощенных названий, целесообразной в каждом конкретном случае. Эти упрощенные названия, базирующиеся на полной видовой классификации пород данного региона, должны составить комплекс устойчивых и достаточно однозначных терминов, что особенно важно для Государственного геологического картирования в масштабе 1:50 000.

Наиболее значительной представляется возможность оперативно классифицировать породы в соответствии с известными и подробно изученными парагенезисами минералов, благодаря использованию приведенных выше диаграмм, где эти парагенезисы нашли свое отражение. Вместе с тем, нет необходимости в каждом отдельном случае проводить систематический парагенетический анализ для всего комплекса разнообразных по составу

Таблица 10

Классификация пород Анабарского метаморфического комплекса
(класс: регионально-метаморфические породы; подкласс: высо-
котемпературные породы умеренных давлений)

Группа	Вид	Употребляемые в практике названия
А. Метапелиты, кварц-полевошпатовые сланцы, гнейсы	Гранатовый гнейс (магнетит-биотитсодержащий) Гранат-плагиоклазовый кристаллосланец (магнетит-биотит-) Двупироксеновый эндербит (плагиогнейс) (магнетит-биотит-) Пироксеновый кварцит	Гранатовый гнейс То же Гиперстеновый или двупироксеновый плагиогнейс Кварцит
Б. Метабазиты	Амфибол-плагиоклаз-двукирексеновый кристаллосланец (гранат- или биотит-) Плагиоклаз-амфиболовый пироксенолит (гранат- или биотит-) ^{2ж} Скараполит-диопсидовый кристаллосланец (карбонат-калишпат-)	Кристаллический сланец Кристаллический сланец, амфиболит Салит-скаполитовая порода
В. Карбонатные и смешанные карбонатно-силикатные породы	Плагиоклаз (скаполит)-диопсид-кальцитовый мрамор (графит-) ^{3ж} Плагиоклаз (скаполит)-кальцитовый кальцифирир (кварц- или флогопит-) Кальцит-диопсид- (плагиоклаз)-скаполитовая порода (кварц-калишпат-)	Мраморы, кальцитомитовый мрамор (флогопит-шишель-) Форстерит-кальцит-доломитовый кальцит (шишель-диопсид-) Салит-скаполитовая порода
Г. Метаультрабазиты	Оливин-амфиболовый пироксенолит (биотит-шишель-)	Кристаллический сланец, амфиболит
Д. Железистые породы	Гиперстен-магнетитовый кварцит (калишпат-гранат-)	Магнетитовый кварцит

* В скобках - название разновидности, слово "содержащий" в дальнейшем опущено.

^{2ж} Семейство выделено предварительно, требуется уточнение границы между кристаллосланцем и пироксенолитом по количеству цветных минералов.

^{3ж} Различающиеся по магнезиальности виды внутри семейств мраморов и кальцифириров показаны в параллельных колонках.

метаморфических пород. Приведенные диаграммы позволяют сразу контролировать выделение видов пород в соответствии с наблюдаемыми ассоциациями минералов. Очевидно, что в каждом конкретном случае наблюдаются не все парагенезисы, показанные на диаграммах, так как диаграммы отражают по возможности все наблюдаемые в природе ассоциации минералов в породах данного состава и степени метаморфизма. Поэтому эти диаграммы следует упрощать (модифицировать) в соответствии с рассматриваемыми парагенезисами. Например, для карбонатных пород необходимо выделять и раздельно описывать высоко- и низкомагнезиальные разновидности. Это различие отчетливо проявлено в ассоциациях минералов. Вместе с тем, такие минералы, как флогопит и некоторые другие, присутствующие среди пород гранулитовой фации в различных регионах, не имеют для систематики метаморфитов Анабарского комплекса существенного значения. Поэтому в данном случае они с диагностической диаграммы (см. рис. I4) сняты.

Предлагаемая классификация (в форме таблиц и диаграмм) позволяет сформулировать определяющее для систематики метаморфических пород положение о том, что количество видов пород для каждого уровня метаморфизма определяется конкретной и не очень большой цифрой. Иными словами, количество видов метаморфических пород оказывается ограниченным и предсказуемым на основании рассмотренной классификации. Это открывает путь к конкретизации описаний видов метаморфических пород.

Глава 5. Контактово-метаморфические породы

Контактовый метаморфизм – это процесс изохимических минеральных преобразований, связанный с температурным воздействием интрузивных расплавов на горные породы в относительно неглубинных условиях. Диапазон температур метаморфизма от 400–500 до 1000–1100°C, давлений – от 1 до 2000 атм, что соответствует глубине до 7–8 км. Контактовый метаморфизм проявляется вблизи субвулканических и гипабиссальных интрузивных тел, а также в ксенолитах вмещающих пород. Мощности контактово-метаморфических ореолов прежде всего зависят от размеров интрузивных тел и начальной температуры магмы, которая хорошо коррелирует с ее составом. В общем случае с более основными расплавами связан более высокотемпературный метаморфизм, с более кислыми – менее высокотемпературный.

Изохимические условия метаморфизма могут иметь место как в контактах интрузивных тел основного, так и кислого состава. Но если вблизи базальтов и габбро такой метаморфизм очень обычен, то в ореолах гранитоидов он проявляется достаточно редко, а в связи со щелочным магматизмом вообще достоверно не установлен. Это объясняется тем, что отделение летучих компонентов, приводящее к привносу вещества во вмещающие породы, на ранней стадии становления интрузивных тел гораздо более вероятно для кислых и щелочных магм, чем для основных. Средне-низкотемпературный метаморфизм вблизи неглубинных гранитоидов часто

приближается к аллохимическому типу, сопровождаясь привносом щелочей и т.п. Детально контактово-метасоматические породы будут рассмотрены в специальной главе.

Предлагаемая классификация контактово-метаморфических пород построена на основе общих принципов, разработанных Международной комиссией по классификации с учетом рекомендаций и предложений советской Подкомиссии.

Как отмечалось выше, по минеральному составу контактово-метаморфические породы имеют много общих признаков с регионально-метаморфическими, характеризуя фации наиболее низких давлений. Поэтому их классификация производилась по схеме, аналогичной для класса регионально-метаморфических пород (табл. II).

В основу классификации контактово-метаморфических пород положены минеральные парагенезисы контактового метаморфизма (Ревердатто, 1970а, б; Кориковский, 1979). Предлагается разделение пород этого класса на три подкласса: высоко-, средне- и низкотемпературные. Каждому подклассу соответствуют определенные фации метаморфизма (табл. I2), характеризующиеся особым набором минеральных парагенезисов при разных РТ-параметрах метаморфизма: высокотемпературному (П-1) - спуррит-мервинитовая (A_0) и пироксен-роговиковая (A_1); среднетемпературному (П-2) - амфибол-роговиковая (A_2); низкотемпературному (П-3) - мусковит-роговиковая (A_3).

Выделение подкласса низкотемпературных роговиков вызовет, по-видимому, серьезные споры, хотя аргументы в пользу такого выделения весьма существенны. Во-первых, низкотемпературные породы мусковит-роговиковой фации обычно имеют тесную пространственную связь с более высокотемпературными роговиками, образуя обширные внешние зоны контактовых ореолов. Самостоятельных проявлений низкотемпературного изохимического контактового метаморфизма известно очень мало. Они приурочены, как правило, к контактам маломощных приповерхностных кислых жил или даек.

Во-вторых, породы этого подкласса в метапелитах характеризуются особыми структурно-текстурными признаками - пятнистой или узловатой текстурой, часто сопровождающей исчезновением первичной слоистости. Такие пятнистые породы легко поддаются диагностике при геологическом картировании и тем самым позволяют достаточно точно определять ширину ореолов контактового метаморфизма.

В-третьих, как уже отмечалось выше, для низкотемпературных роговиков характерно развитие метасоматических явлений (спилозиты, березиты, адиноли, пропилиты, альбититы и т.д.), которые необходимо выделять особо при составлении крупномасштабных геологических карт.

Подкласс высокотемпературных роговиков объединяет минеральные парагенезисы спуррит-мервинитовой и пироксен-роговиковой фаций. Метабазиты и часть метапелитов спуррит-мервинитовой фации характеризуются ассоциациями, аналогичными высокотемпературным пироксеновым роговикам, за исключением парагенезисов в метапелитах с муллитом при избытке

Таблица II

Классификация контактово-метаморфических пород

Группы, подгруппы	Подкласс		
	высокотемпературные (II-1)	среднетемпературные (II-12)	низкотемпературные (II-3)
А. Метапелиты в кварц-полевошпатовые породы			
A_1^* : насыщенные K_2O	а) Высокоглиноzemистых калишпат-силиманишпат-андезит-андидных роговиков б) Малоглиноzemистых кордиерит-гиперстеновых роговиков в) Амфибол-биотитовых роговиков	а) Высокоглиноzemистых андалузит-андидных роговиков б) Малоглиноzemистых кордиерит-биотитовых пятнистых роговиков	а) Высокоглиноzemистых андалузит-мусковитовых роговиков б) Малоглиноzemистых кордиерит-биотитовых пятнистых роговиков
Б. Метабазиты			
B_1 : нормальные (базальтоидные)	Беербахитов	Амфиболовых роговиков	Пятнистых роговиков
B_3 : пересыщенные CaO (известково-силикатные)	Гранат-пироксеновых известково-силикатных роговиков	Амфибол-пироксеновых известково-силикатных роговиков	Известково-силикатных пород
В. Карбонатные и силикатно-карбонатные породы			
B_1 : собственно карбонатные	Пироксеновых мраморов	Амфибол-пироксеновых мраморов	Мраморизованных известняков и доломитов
B_2 : силикатно-карбонатные	Гранат-пироксеновых кальцифиров	Амфибол-пироксеновых кальцифиров	Тальк-хлоритовых кальцифиров

* Подгруппа ненасыщенных K_2O метапелитов для контактово-метаморфических пород не выделяется, так как известны лишь единичные примеры таких пород только для среднетемпературного подкласса. Эти породы предлагается включить в семейство амфибол-биотитовых роговиков, которые фактически являются переходными между метапелитами и метабазитами.

^{2*} Здесь и далее слово "семейство" опущено.

Таблица 12

Соотношение контактного метаморфизма и особенностей интрузивов

Тип	Фациальный состав типа	Преобладающий состав интрузивов	Приведенные мощности интрузивов	Размеры орелов мощности	Критерий Интерсоля	Формы залегания интрузивов
1	Спуррит-мервичитовая или пироксен-рого-вико-вая фация	Долериты, базальты	Сотни или десятки метров	Метры или первые десетки метров	Обычно 0,1	Силлы, штоки, нек-ри, дайки, другие субвулканические тела
2	Пироксен-рого-вико-вая + амфибол-рого-вико-вая + мусковит-рого-вико-вая фации	Габбро, реже диориты, грано-диориты, сиениты и др.	Километры и десятки километров	Сотни метров до 1-2 км, редко до 3 км	Обычно 0,1 и меньше, редко до 0,2	Штоки, мощные дайки, лополиты, уощенные силлы и др.
3	Амфисол-рого-вико-вая + мусковит-рого-вико-вая фации	Гранитоиды, реже габбророговики	Километры и десятки километров	Сотни метров до 2-3 км	Обычно 0,1-0,2, редко до 0,25	Батолиты, крупные штоки, лакколиты, мощные дайковидные тела
4	Мусковит-рого-вико-вая фация	Гранитоиды, габбро и др.	Первые метры, редко десетки метров	Сантиметры и десетки сантиметров, редко метра	0,1	Дайки, силлы, штоки, жилы и другие субвулканические тела

Al_2O_3 и с тридимитом при избытке SiO_2 (см.рис.16). Метапелиты, преимущественно кварц-полевошпатовые породы, в условиях высоких температур спуррит-мервинитовой фации подвергаются интенсивному плавлению с образованием разнообразных бухитов, содержащих иногда большое количество стекла.

Классификация контактово-метаморфических пород разработана для трех основных групп пород: метапелитов и кварц-полевошпатовых пород (А), метабазитов (Б), карбонатных и смешанных известково-силикатных пород (В). В качестве широких (всеохватывающих) названий пород предлагаются: роговик - для метабазитов, метапелитов и кварц-полевошпатовых пород, и рамор и кальцифир - для карбонатных и кремнисто-карбонатных пород. Специфическими названиями предлагается считать пятнистый роговик, роговиковый кварцит, известково - силикатный роговик, известково - силикатную породу, беербах и т. т.е. типичные для одной фации и (или) подкласса в определенной группе пород.

Чтобы отобразить вещественный состав пород, минералы, входящие как существенные компоненты, помещаются перед их названием в порядке увеличения модального содержания (например, биотит-амфиболовый роговик, кордиерит-гиперстеновый роговик и т.д.). Такие названия пород являются традиционными и широко применяются при изучении процессов контактового метаморфизма.

Кратко остановимся на формулировке всеохватывающих и специфических названий контактово-метаморфических пород.

Роговик - контактово-метаморфическая порода, возникшая в результате температурного воздействия интрузивных масс на вмещающие породы. Имеет плотную массивную текстуру, при перекристаллизации нередко исчезают следы реликтовой сланцеватости. Гранобластовая (сотовая, торцовальная и др.) структура характерна для средне- и высокотемпературных роговиков (II-1, II-2).

Как отмечалось выше, подкласс низкотемпературных роговиков (II-3) отличается неоднородной (пятнистой, узловатой) текстурой и имеет пойкилобластическую и порфиробластическую структуры, главным образом в породах групп А и Б. Для этих пород предлагается общий термин - пятнистый роговик. Для большей детализации вещественного состава пятнистых роговиков в их названии можно использовать минералы новообразованных порфиробласт и (или) основной массы (например, андалузитовый пятнистый роговик, плагиоклав-кордиеритовый пятнистый роговик и т.д.). Из метапелитов лишь роговиковые кварциты не претерпевают существенных изменений при низкотемпературном контактово-метаморфизме, сохраняя практически без изменения минеральный состав и особенности структуры до значительно более высоких температур. Поэтому вполне оправдано применение термина "роговиковый кварцит" к контактово-метаморфическим породам, состоящим более чем на 90% из кварца.

Разделение группы карбонатных и смешанных силикатно-карбонатных пород производилось по признакам, использованным ранее для классификации регионально-метаморфических пород. Признано целесообразным использовать эту же терминологию в определении названий пород, так как в ря-

де случаев затруднительно отличать контактовые мраморы и кальцифирь от аналогичных регионально-метаморфических пород. Таким образом, карбонатные породы, содержащие более 90% карбонатных минералов, подклассов II-1 и II-2 следует называть мраморами, подкласса II-3 - мраморизованными известняками или доломитами. Породы, содержащие 15-90% карбонатных минералов, предлагается называть кальцифирами. При содержании карбонатных минералов менее 15% контактово-метаморфические породы называются кальцит(доломит- и т.п.)-содержащими роговиками.

Пересыщенные кальцием метаморфизованные изверженные породы (типа анортозитов), мергелистные и кремнисто-карбонатные осадочные породы группы Б при средне- и высокотемпературном контактовом метаморфизме образуют известково-силикатные роговики, название которых может быть детализировано перечнем преобладающих минералов, например, гроссуляр-волластонитовый, диопсид-волластонитовый известково-силикатный роговик и т.д. При низкотемпературном контактовом метаморфизме, когда в значительной степени наследуются текстурно-структурные признаки исходных пород, эти метабазиты предлагается называть известково-силикатными породами.

Высокотемпературные контактово-метаморфические породы, соответствующие по химическому составу базальтам и родственным породам (типичные метабазиты), характеризуются парагенезисами, стабильными при температурах выше 750-800°С. Эти массивные мелкозернистые породы с гранобластовой структурой состоят из основного плагиоклаза и клинопироксена с небольшим количеством магнетита, гиперстена и оливина, реже роговой обманки и называются беербахитами. На диаграммах состав-парагенезис в координатах $(\text{Mg}, \text{Fe})-\text{Ca}-\text{Si}$ и $(\text{Mg}, \text{Fe})-\text{Ca}-\text{Al}$ беербахиты практически полностью перекрывают поле наиболее распространенных в земной коре метабазитов. Термин "беербахит" использовался Г.Розенбушем (1934) для описания тонкозернистых массивных схизолитов (жильных пород) габбрового состава, которые при ближайшем рассмотрении (Заварицкий, 1955) оказались типичными роговиками.

Выделение групп контактово-метаморфических пород проведено на качественном уровне по минеральному составу. Дальнейшее разделение пород на семейства и виды выполнено на количественно-минеральной основе.

Группа А (метапелиты и кварц-полевошпатовые породы) - бедные CaO и CO_2 метаморфические породы, в которых CaO входит, как правило, в плагиоклаз (\pm эпидот, кальцит). Они образуются за счет терригенно-осадочных (глины, песчаники) пород, а также - кислых эфузивов и их туфов. Граница по содержанию CaO и CO_2 (5%) принята в соответствии с рекомендациями по классификации регионально-метаморфических пород.

Группа Б (метабазиты) - богатые CaO (более 5%) и бедные CO_2 (менее 5%) метаморфические породы; они, как правило, также относительно богаты $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$. Метабазиты образуются при метаморфизме основных и средних магматических пород и их туфов, а также за счет некоторых осадочных пород (граувакки, богатые плагиоклазом песчаники, некоторые мергели и т.д.).

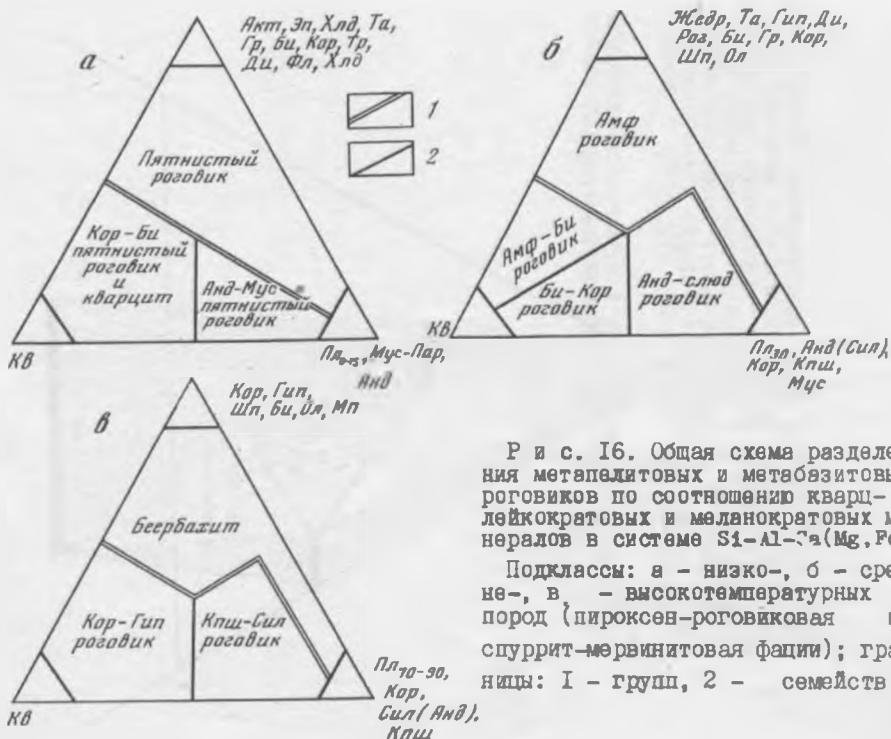


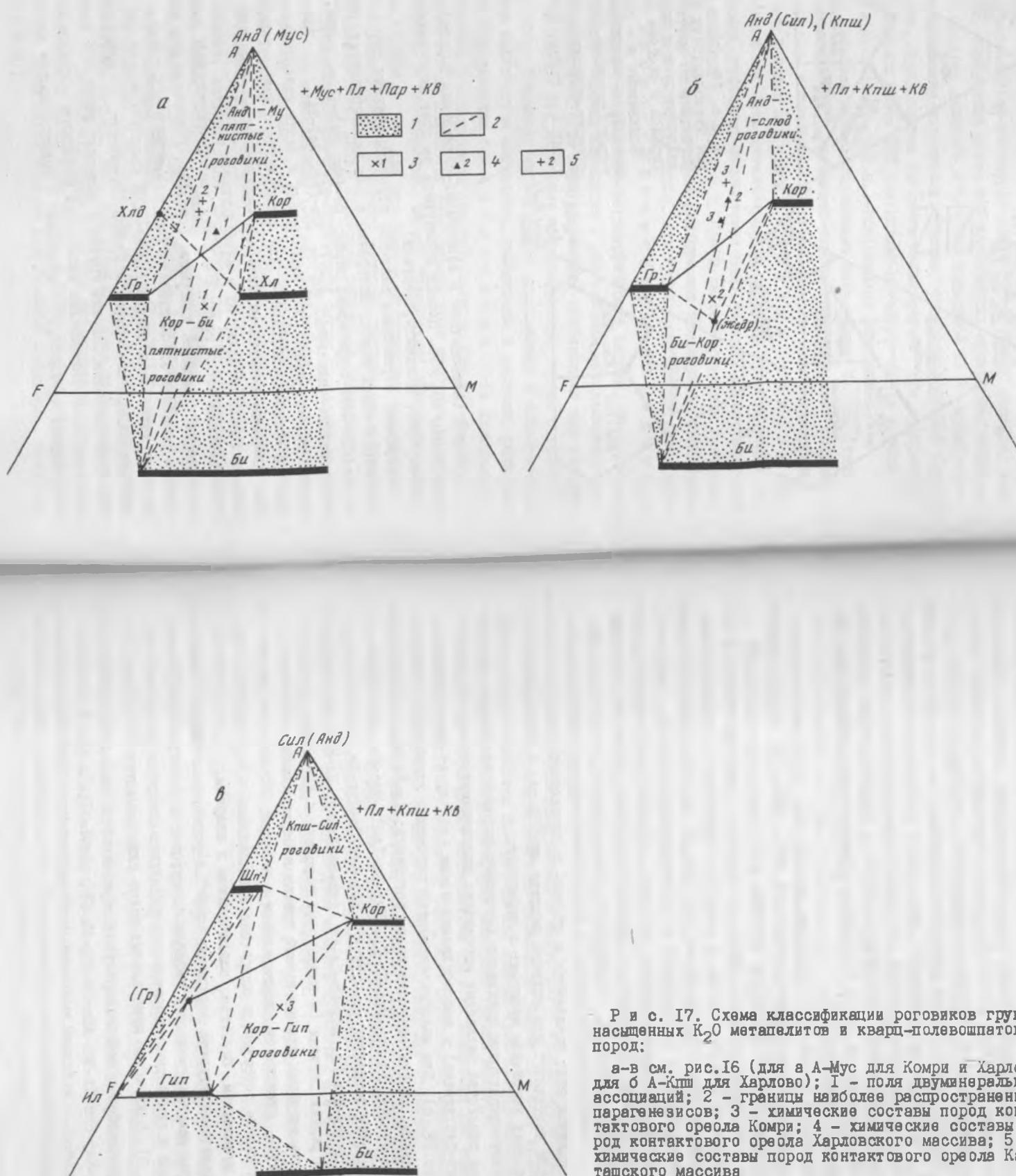
Рис. 16. Общая схема разделения метапелитовых и метабазитовых роговиков по соотношению кварц-лейкократовых и меланократовых минералов в системе Si-Al-Ca(Mg, Fe).

Подклассы: а - низко-, б - средне-, в - высокотемпературных пород (пироксен-роговиковая и спуррит-мервинитовая фации); граници: 1 - группы, 2 - семейств

Группа В (карбонатные и известково-силикатные породы) выделяется по содержанию $\text{CO}_2 > 5\%$. Породы образуются за счет карбонатных осадков (известняки, доломиты, мергели).

Диаграммы, отражающие взаимные переходы главных групп контактово-метаморфических пород, построены в тех же координатах, что и для регионально-метаморфических пород: Ca-(Mg, Fe)-Al - для метабазитов и известково-силикатных пород, Ca-(Mg, Fe)-Si, или кальцит-магнезит, сидерит-карбонат - для карбонатных и части известково-силикатных пород и метабазитов, AlM - для метапелитов и кварц-полевошпатовых пород, кварц-лейкократовые минералы-меланократовые минералы - для разделения групп метапелитов и метабазитов.

Соотношение пород групп А и Б для трех температурных подклассов показано на последней диаграмме (рис. 16). Границами для выделения групп и семейств здесь приняты содержания 10 и 50% главных минералов. Типичные метабазиты содержат менее 10% кварца и только для переходных семейств содержание кварца - 10-50% (беербахит, амфиболовый и пятнистый роговики). Породы группы А содержат менее 50% темноцветных минералов и по соотношению салических минералов - кварца и полевошпатовой группы (Al_2SiO_5 , мусковит) - подразделяются для разных тем-



Р и с. 17. Схема классификации роговиков группы насыщенных K_2O метапелитов в кварц-полевошпатовых пород:

а-в см. рис. 16 (для а - А-Мус для Комри и Харлово; для б - А-Кпш для Харлово); 1 - поля двуминеральных ассоциаций; 2 - границы наиболее распространенных парагенезисов; 3 - химические составы пород контактового ореола Комри; 4 - химические составы пород контактового ореола Харловского массива; 5 - химические составы пород контактового ореола Карапашского массива

пературных подклассов на семейства: кварцитов, глиноzemистых роговиков (калишпат-силлиманитовые, андалузит-слюдяные роговики и андалузит-мусковитовые пятнистые роговики) и малоглиноzemистые роговики (кордиерит-гиперстеновые, биотит-кордиеритовые и амфибол-биотитовые роговики, кордиерит-биотитовые пятнистые роговики) (см. рис. I6, а-в). Дальнейшее подразделение семейств и видов пород проводилось по характерным минеральным парагенезисам для каждого температурного подкласса.

Рассмотрим выделение важнейших семейств и охарактеризуем изменение минерального состава пород по группам с увеличением температуры контактового метаморфизма.

Метапелиты и кварц-полевошпатовые породы. Для группы метапелитов, приблизительно моделируемой диаграммой АГМ (рис. I7), в пределах каждого температурного подкласса устойчив плагиоклаз; его основность — не выше олигоклаз-андезина. Кварц присутствует всегда в избытке и в зависимости от его количества и валового соотношения с темноцветными минералами состав пород меняется (см. рис. I6) от кордиерит-биотитовых пятнистых роговиков и кварцитов до андалузит-мусковитовых пятнистых роговиков в низкотемпературном подклассе, от амфибол-биотитовых и биотит-кордиеритовых роговиков до андалузит-слюдяных роговиков в среднетемпературном подклассе, от кордиерит-гиперстеновых роговиков до калишпат-силлиманитовых роговиков в высокотемпературном подклассе. Каолинизированный полевой шпат появляется в средне- и высокотемпературных подклассах после частичного или полного распада мусковита; в низкотемпературных условиях устойчивы мусковит и парагонит.

В низкотемпературном подклассе (мусковит-роговиковая фация) выделяются два семейства пятнистых роговиков: малоглиноzemистые (кордиерит-мусковит-биотитовые) и высокоглиноzemистые (андалузит-мусковитовые) (см. рис. I7, а). Для малоглиноzemистых роговиков характерны следующие парагенезисы, соответствующие видам роговиков: Хл-Би-Кв, Хл-Би-Кор-Кв, Хл-Би-Пл-Мус-Кв, Хл-Кор-Мус-Пл-Кв, Кор-Би-Хл-Пл-Мус-Кв, для высокоглиноzemистых пятнистых роговиков — Кор-Анд-Пл-Мус-Кв, Кор-Анд-Кв, Кор-Би-Пл-Анд-Мус-Кв, Анд-Би-Пл-Кв, Анд-Би-Хл-Мус-Пл-Кв, Анд-Пл-Мус-Кв и т.д. В редких случаях (в железистых породах) в пятнистых роговиках может быть устойчив альмандиновый гранат в парагенезисе с биотитом, андалузитом, мусковитом, плагиоклазом и кварцем. В богатых Al_2O_3 и FeO породах иногда встречается хлоритоид в ассоциации с андалузитом, хлоритом, мусковитом, биотитом, плагиоклазом и кварцем.

В среднетемпературном подклассе (амфибол-роговиковая фация) выделены семейства малоглиноzemистых амфибол-биотитовых и биотит-кордиеритовых роговиков и семейство глиноzemистых андалузит-слюдяных роговиков (см. рис. I7, б). В качестве минеральных видов глиноzemистых роговиков, содержащих наиболее многоминеральные парагенезисы, выделяются следующие: Гр-Анд-Кор-Киш-Пл-Кв, Анд-Би-Кор-Пл-Кв, Анд-Би-Гр-Пл-Кв. В богатых FeO и MgO и бедных щелочами малоглиноzemистых роговиках появляются такие многоминеральные парагенезисы, как: Жедр-Кор-Гр-Кв, Жедр-Пл-

Би-Кор-Кв, Жедр-Гр-Кор-Би-Пл-Кв, тогда как в нормальных метапелитах обычен парагенезис Гр-Кор-Би-Пл-Киш-Кв. Безгранатовые и безамфиболовые парагенезисы в среднетемпературных метапелитовых роговиках в настоящее время достоверно не различаются.

Для высокотемпературного подкласса выделены семейства малоглиноzemистых кордиерит-гиперстеновых и глиноzemистых калишпат-силикатитовых роговиков (см. рис. I7). Важнейшие многоминеральные парагенезисы отдельных видов высокотемпературных пироксеновых роговиков могут быть записаны следующим образом: Гип-Би-Киш-Пл-Кв, Кор-Гип-Би-Пл-Киш-Кв – для малоглиноzemистых, Сил-Кор-Пл-Би-Киш-Кв, Анд-Кор-Шп-Киш-Пл, Кор-Гип-Шп-Би-Киш-Пл-Кв – для глиноzemистых пород. Альмандиновый гранат в пироксен-роговиковой фации не устойчив.

Метабазиты. Среди метабазитов по составу выделяются две подгруппы. I. Нормальные метабазиты соответствуют метабазальтам и родственным им породам. Они всегда содержит плагиоклаз; его основность от олигоклаза до чистого анортита. Породы практически не содержат насыщенных кальцием минералов типа волластонита, гроссуляра и др.

2. Насыщенные кальцием метабазиты – известково-силикатные и переходные к ним породы – включают как редкие метаморфизованные изверженные породы (типа анортозитов) и насыщенные карбонатным материалом метабазиты, так и метаморфизованные осадочные породы (мергели, кремнисто-карбонатные осадки).

В подгруппе насыщенных кальцием метабазитов низкотемпературного подкласса для семейства известково-силикатных пород наиболее типичными ассоциациями являются Ди-Грос-Пл-Кв, Вол-Ди-Грос-Кв, Пл-Акт-Кв, Пл-Грос-Акт-Кв. Иногда присутствуют минералы группы эпиллита.

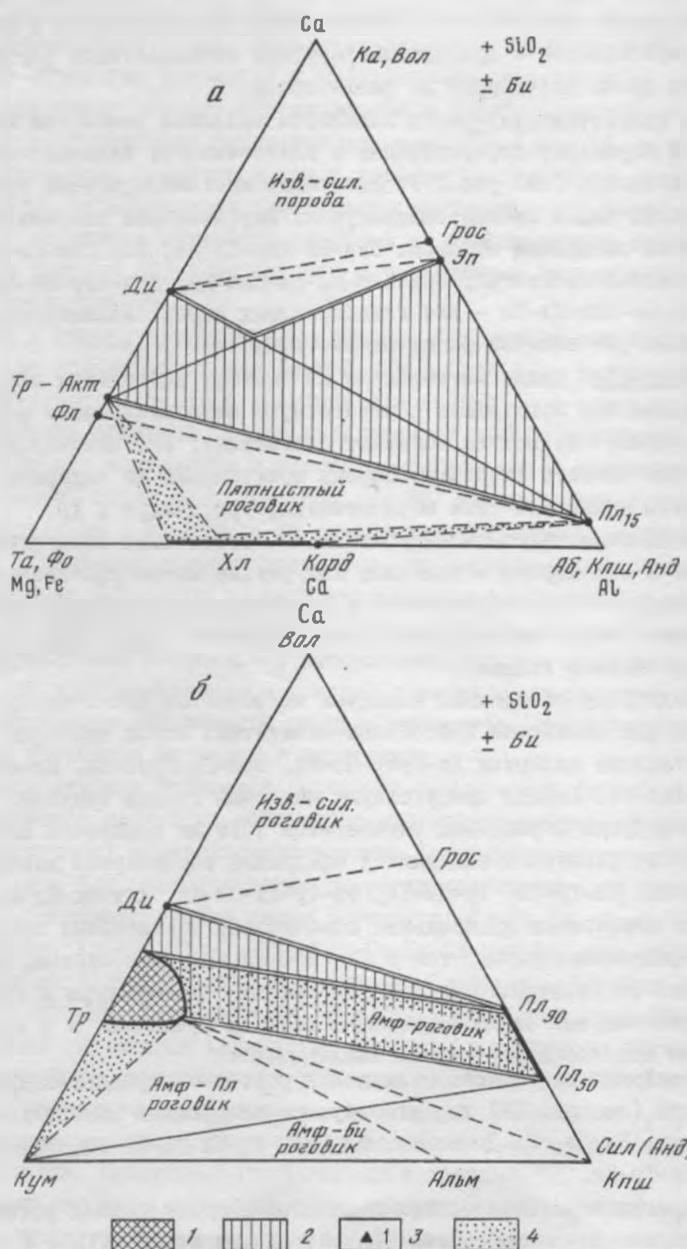
В подгруппе нормальных метабазитов того же подкласса для семейства пятнистых роговиков выделяются следующие характерные минеральные парагенезисы: Хл-Тр-Та, Тр-Ди-Та, Фл-Тр-Ди-Пл-Кв, Акт-Эп-Пл-Кв.

Поля перекрытия минеральных ассоциаций, характерных как для известково-силикатных пород, так и для нормальных метабазитов, обозначены на рис. I8 (заштрихованы). С увеличением температуры в условиях амфибол-роговиковой фации переходная область сужается, а в высокотемпературном подклассе она совсем выклинивается.

Семейство известково-силикатных роговиков среднетемпературного подкласса (см. рис. I8) характеризуется следующими минеральными парагенезисами: Пл-Ди, Пл-Ди-Би-Кв, Пл-Вол, Тр-Ди-Пл-Би-Кв, Вол-Ди-Пл-Грос, Пл-Ди-Тр-Кв.

Парагенезисы амфиболовых и амфибол-плагиоклазовых роговиков подгруппы нормальных метабазитов при обогащении пород Al_2O_3 и SiO_2 постепенно сменяются ассоциациями амфибол-биотитовых роговиков. Метабазиты, переходные к метапелитам, отличаются устойчивостью моноклинного амфибола наряду с калишпатом и слюдой: Тр-Пл-Киш-Ди-Кв, Тр-Би-Киш-Пл-Кв, Тр-Би-Ди-Пл-Кв, Тр-Гр-Би-Киш-Пл-Кв, Тр-Кум-Би-Кв.

Среди характерных парагенезисов семейства известково-силикатных роговиков высокотемпературного подкласса (см. рис. I8) выделяются: Пл-Ди-Грос-Киш-Кв, Ди-Грос-Вол, Ди-Пл-Вол-Грос, Кв-Пл-Вол.



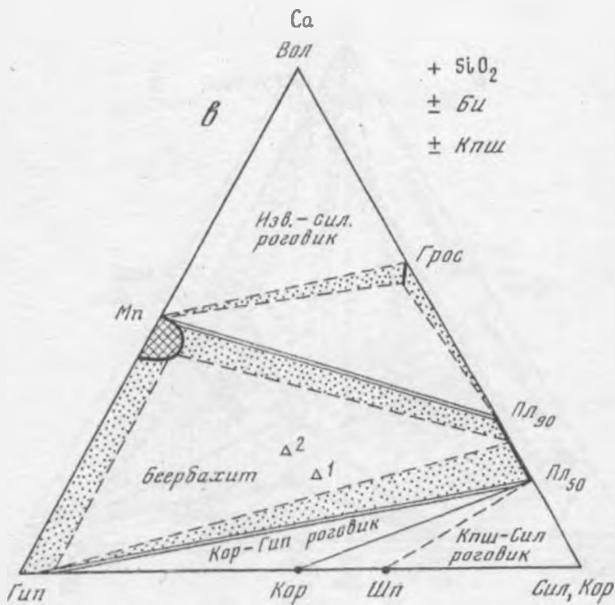


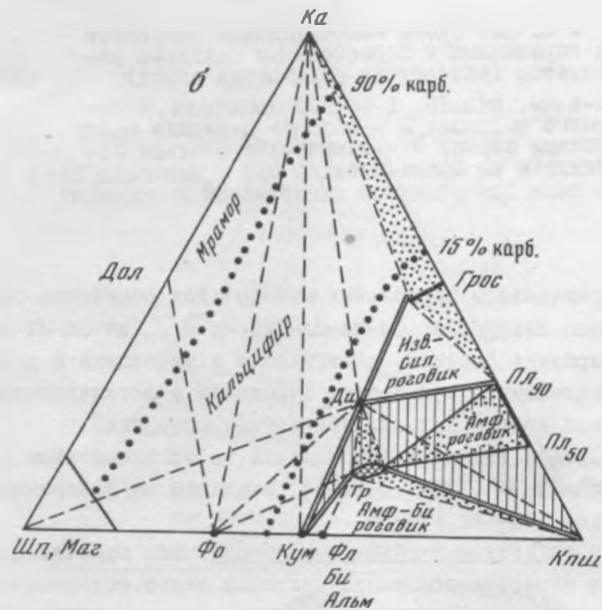
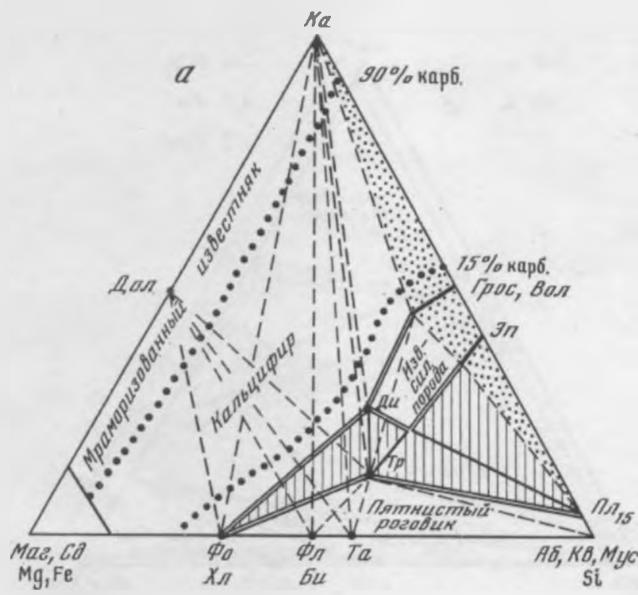
Рис. I8. Схема классификации роговиков для нормальных и пересыщенных кальцием метабазитов (известково-силикатных пород):

а-в см. рис. I6; I - поле минерала переменного состава; 2 - область перехода между группами пород; 3 - химические составы беербахитов из Франкенштайн (1) и Монегана (2); 4 - поле дивариантной минеральной ассоциации

Важнейшие парагенезисы нормальных метабазитов семейства беербахитов того же подкласса следующие: Ол-Мп-Пл-Гип-Би-Мг, Гип-Ол-Мп-Би-Кв. При увеличении содержания биотита, плагиоклаза и калишпата и с появлением кордиерита и силимманита эти породы переходят в метапалитовые кордиерит-гиперстеновые и калишпат-силимманитовые роговики.

Химические составы типичных беербахитов из Франкенштайн и Монегана, описанных Г.Розенбушем (1934, с.285), показаны на диаграмме (см. рис. I8) в координатах $\text{Ca}-(\text{Mg}, \text{Fe})-\text{Al}$.

Карбонатные и силикатно-карбонатные породы. Как отмечалось выше, для классификации в качестве основного признака взято содержание карбонатного компонента. Таким образом, выделяются три подгруппы: карбонатные, силикатно-карбонатные и карбонатно-силикатные породы. Первым двум подгруппам, рассматриваемым здесь, соответствуют: в низкотемпературном подклассе - семейства мраморизованных известняков, доломитов и кальцифиров, в средне- и высокотемпературном подклассах - семейства мраморов и кальцифиров. Видовые названия пород этих семейств определяются наиболее распространенными минеральными парагенезисами.



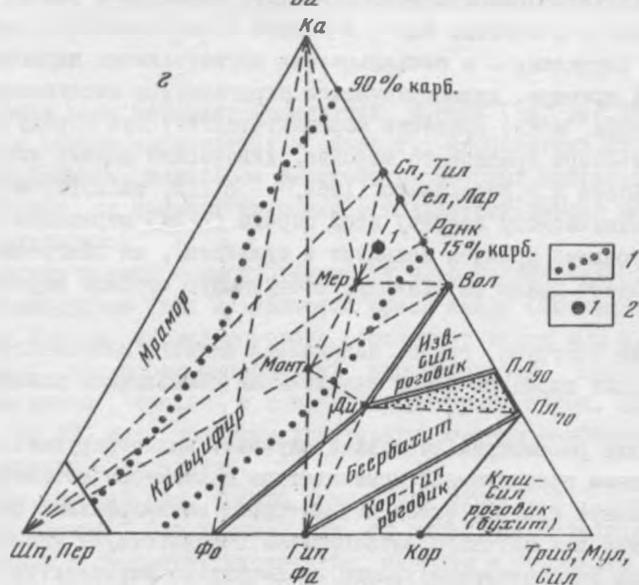
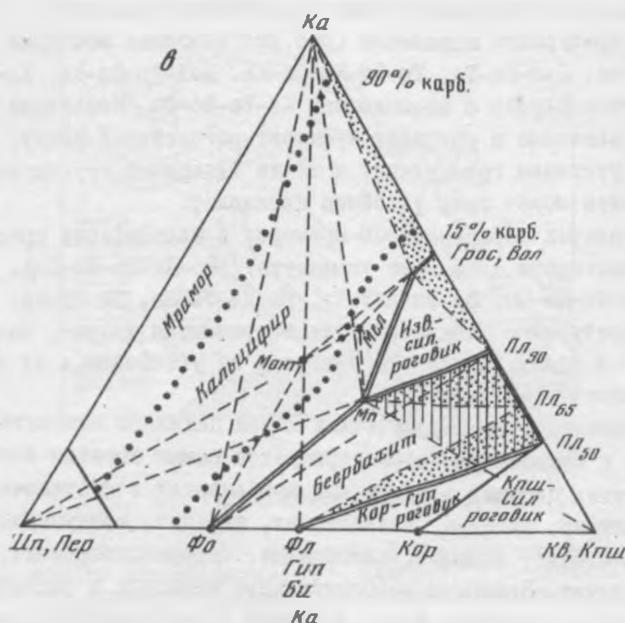


Рис. 19. Схема классификации контактово-метамор-физованных карбонатных пород, переходных в известко-во-силикатные и метабазиты:

а-в см. рис. 16; 1 - границы подгрупп карбонатсодержащих пород; 2 - химический состав мелилит-мервинитовой породы из контактового ореола Анжерского массива

Так, для семейств мраморизованных известняков, доломитов и кальцифиров низкотемпературного подкласса (рис.19) наиболее обычными парагенезисами являются: Дол-Кв-Та, Тр-Фл-Кв-Пл-Ка, Дол-Тр-Фл-Ка, Хл-Та-Дол-Ка, реже встречаются породы с ассоциацией Ка-Та-Фо-Фл. Некоторые кальцифiry, метаморфизованные в условиях мусковит-роговиковой фации, характеризуются присутствием гроссуляра, а также минералов группы эпидота; вместо тремолита может быть устойчив актинолит.

Среди минеральных парагенезисов мраморов и кальцифиров среднетемпературного подкласса следует упомянуть: Фо-Ди-Тр-Ка-Дол, Фо-Фл-Шп-Ка, Дол-Фо-Ка-Шп, Фо-Фл-Дол-Ка, Кв-Ди-Фо-Ка, Ди-Шп-Ка. В отличие от низкотемпературного подкласса, где встречаются хлорит, сидерит, мусковит, эпидот и тальк, здесь эти минералы не устойчивы и их сменяют шпинель и калишпат (см. рис.19).

Из всех контактово-метаморфических пород подкласс высокотемпературных мраморов и кальцифиров характеризуется самым богатым минеральным составом. В этих породах в различных комбинациях и соотношениях встречаются: гроссуляр, диопсид, волластонит, кальцит, монтичеллит, шпинель форстерит, флогопит, мелилит, плагиоклаз, спуррит, мервинит, ларнит, ранкинит, тиллиит. Возможны дополнительные минералы в разных ассоциациях: периклаз - в богатых MgO и бедных Al_2O_3 и SiO_2 мраморах, форстерит и пироксены - в бескальциевых магнезиальных парагенезисах.

В качестве примера, иллюстрирующего парагенезисы высокотемпературных кальцифиров, можно привести мервинит-мелилитовую породу из контактов Анакитского трашового массива, химический анализ которой опубликован в работе В.В.Ревердатто (1964, с.122, табл.10, № 3). Точка, отвечающая химическому составу этой породы ($\sim 2/3$ мервинита + $1/3$ мелилита + небольшие примеси кальцита и тиллиита), на диаграмме (см. рис.19) попадает прямо на конноду, соединяющую составы мервинита и геленита.

Соотношения подгрупп, групп, подклассов единого класса контактово-метаморфических пород со всеми выделенными семействами показаны в табл.6.

В заключение рассмотрим несколько случаев, иллюстрирующих практическое применение предложенной номенклатуры контактово-метаморфических пород на примере главных типов контактового метаморфизма (см.табл.II).

Первому типу контактового метаморфизма соответствуют упоминавшиеся ранее примеры высокотемпературного метаморфизма метабазитов и известково-силикатных пород. Описанные Г.Розенбушем (1934) породы, состоящие из плагиоклаза и клинопироксена с гиперстеном и небольшим количеством биотита (см. рис.18, точка 1) или оливина (точка 2), относятся к группе метабазитов, подгруппе нормальных (бескварцевых) метабазитов класса контактово-метаморфических пород, подкласса высокотемпературных пород и принадлежат к семейству беербахитов: их видовое название соответственно биотит-гиперстеновый и оливин-гиперстеновый беербахиты.

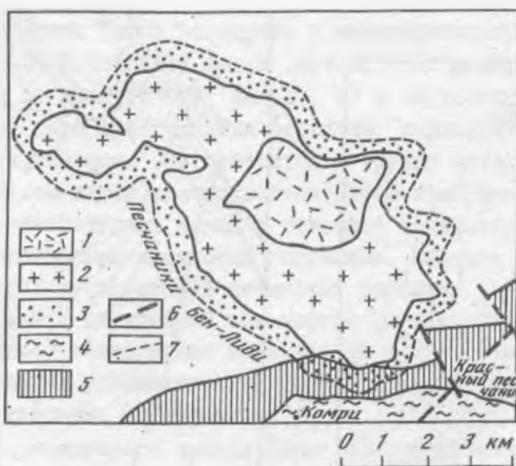


Рис. 20. Геологическая схема ореола Комри:

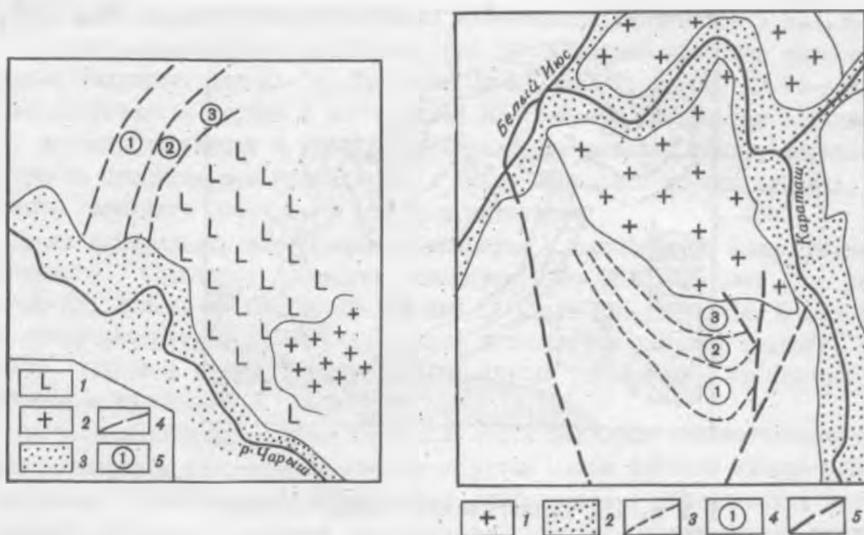
1 - аплиты, 2 - диориты, 3 - ореол контактного метаморфизма, 4 - аллювий, 5 - глинистые сланцы Аберафоил, 6 - разломы, 7 - граница контактового ореола

Приведенная выше мервинит-мелилитовая порода (см. рис. 19, точка I) относится к группе карбонатных и силикатно-карбонатных пород, подгруппе кальцифиров, подкласса высокотемпературных контактно-метаморфических пород: ее видовое название – тиллингсодержащий мелилит-мервинитовый кальцифир.

Классическим примером высокотемпературного полифациального контактного метаморфизма (тип 2) является ореол Комри (Шотландия) (рис. 20). В пределах ореола, ширина которого составляет около 400 м, выделяются три зоны, по набору минеральных парагенезисов соответствующие подклассам низко-, средне- и высокотемпературных пород. На диаграмме АFM (см. рис. 17, а-в) показаны химические составы наиболее распространенных в ореоле метапелитов.

Порода из внешней зоны ореола Комри (см. рис. 17, а), представлена "пятнистым сланцем" (по Тилли), или, по нашей классификации, пятнистым роговиком с биотитом, мусковитом, кварцем и небольшим количеством хлорита. "Пятна" представлены кордиеритом. Эта порода относится к группе метапелитов, подгруппе насыщенных калием пород класса контактно-метаморфических пород, подкласса низкотемпературных пород и принадлежит семейству малоглиноzemистых кордиерит-биотитовых пятнистых роговиков. Видовое название породы – хлоритсодержащий кордиерит-биотит-мусковитовый пятнистый роговик.

Другая порода из внутренней зоны ореола (промежуточная зона) состоит из тонкозернистой основной массы биотита, плагиоклаза и кварца и более



Р и с. 21. Метаморфическая зональность части ореола Харловского габбрового массива:

1 - габбро; 2 - граниты; 3 - аллювий; 4 - границы метаморфической зональности и контактового ореола; 5 - зоны контактового ореола (роговики: 1 - пятнистые, 2 - средней зоны, 3 - ортоклазовые)

Р и с. 22. Фрагмент юго-западной части экзоконтакта Карагашского массива:

1 - диориты и гранодиориты; 2 - аллювий; 3 - изограды контактового метаморфизма; 4 - зоны контактового ореола (1 - хлоритоидная, 2 - андалузитовая, 3 - кордиеритовая); 5 - разломы

крупных выделений андалузита и кордиерита. Состав этой породы показан на диаграмме (см. рис. 17, б). От предыдущей эта порода отличается лишь тем, что принадлежит к подклассу среднетемпературных пород и отвечает семейству малоглиноzemистых биотит-кордиеритовых роговиков. Породу можно называть кордиерит-андалузит-биотитовым роговиком.

Порода из самой внутренней зоны ореола Комри состоит (см. рис. 17, в) из гиперстена, кордиерита, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита и кварца. По своему минеральному составу эта порода относится к подклассу высокотемпературных пород и соответствует семейству малоглиноzemистых кордиерит-гиперстеновых роговиков: видовое название породы - гиперстен-кордиерит-калишпат-биотитовый роговик.

В качестве примеров, иллюстрирующих среднетемпературный полифациальный контактовый метаморфизм (тип 3), можно привести термальные ореолы Харловского и Карагашского массивов.

Ореол Харловского габбрового массива (Ревердатто, 1967) обладает отчетливой зональностью, выражющейся в закономерной смене в пространст-

всех петрографических типов роговиков в минеральных ассоциаций от мусковит- до амфибол-роговиковой фации (рис.21). На диаграмме AFM показаны составы пород из внешней (см. рис.17, а) и внутренней (б) зон ореола. Породы внешней зоны представлены биотитом, кордиеритом, мусковитом, плагиоклазом и кварцем. Они относятся к группе метапелитов, подгруппе насыщенных калием пород класса контактово-метаморфических пород, подкласса низкотемпературных пород и отвечают семейству глиноzemистых андалузит-мусковитовых пятнистых роговиков. Видовое название породы - кордиерит-биотит-мусковитовый пятнистый роговик.

Породы средней и внутренней зон ореола соответствуют среднетемпературному подклассу аналогичных метапелитов и представляют семейство андалузит-слюдяных роговиков. Эти породы следует называть калишпат-кордиерит-биотитовыми роговиками.

В пределах контактового ореола Караташского гранитоидного массива (Лиханов, 1987) были выделены три зоны контактового метаморфизма, из которых две внешние отвечают условиям мусковит-роговиковой, внутренняя - амфибол-роговиковой фации (рис.22). Контактово-метаморфические породы очень необычны по химическому составу, и это нашло отражение в минеральном составе этих пород. Так, во внешних зонах ореола встречаются породы с хлоритоидом, андалузитом, парагонитом, мусковитом, хлоритом, биотитом, плагиоклазом и кварцем. Составы этих пород вынесены на диаграмму AFM (см. рис.17, а), где они ложатся в поле составов треугольника андалузит-хлоритоид-хлорит. Эти породы относятся к группе метапелитов класса контактово-метаморфических пород, подкласса низкотемпературных пород и отвечают семейству высокоглиноzemистых андалузит-мусковитовых пятнистых роговиков. Их полное видовое название - биотитсодержащие хлоритоид-андалузит-мусковит-хлоритовые пятнистые роговики.

Порода из внутренней части ореола (см. рис.17, б) отвечает парагенезису хедрита в кордиерите, гранатом, биотите, плагиоклазом, кварцем и небольшим количеством андалузита и шпинели. Эта порода также из группы метапелитов, но из более высокотемпературного (среднетемпературного) подкласса и относится к семейству андалузит-слюдяных роговиков: видовое название породы - шпинель-андалузитсодержащий хедрит-гранат-кордиерит-биотитовый роговик.

Приведем еще один пример контактового метаморфизма в карбонатной толще вокруг гранитного массива Бен-ав-Дабейх на с-ве Скай, описанный К. Тилли (Tilley, 1951). Карбонатная толща Суардал позднедокембрийского возраста сложена преимущественно доломитами с прослоями кремней. На рис.23 показана последовательность метаморфических преобразований и смены минеральных ассоциаций в этих скремненных доломитах при нагревании под воздействием гранитов. На рис.23 (б-е) выделены области составов, где карбонатные минералы отсутствуют. В остальной области составов при максимальной степени метаморфизма остается толь-

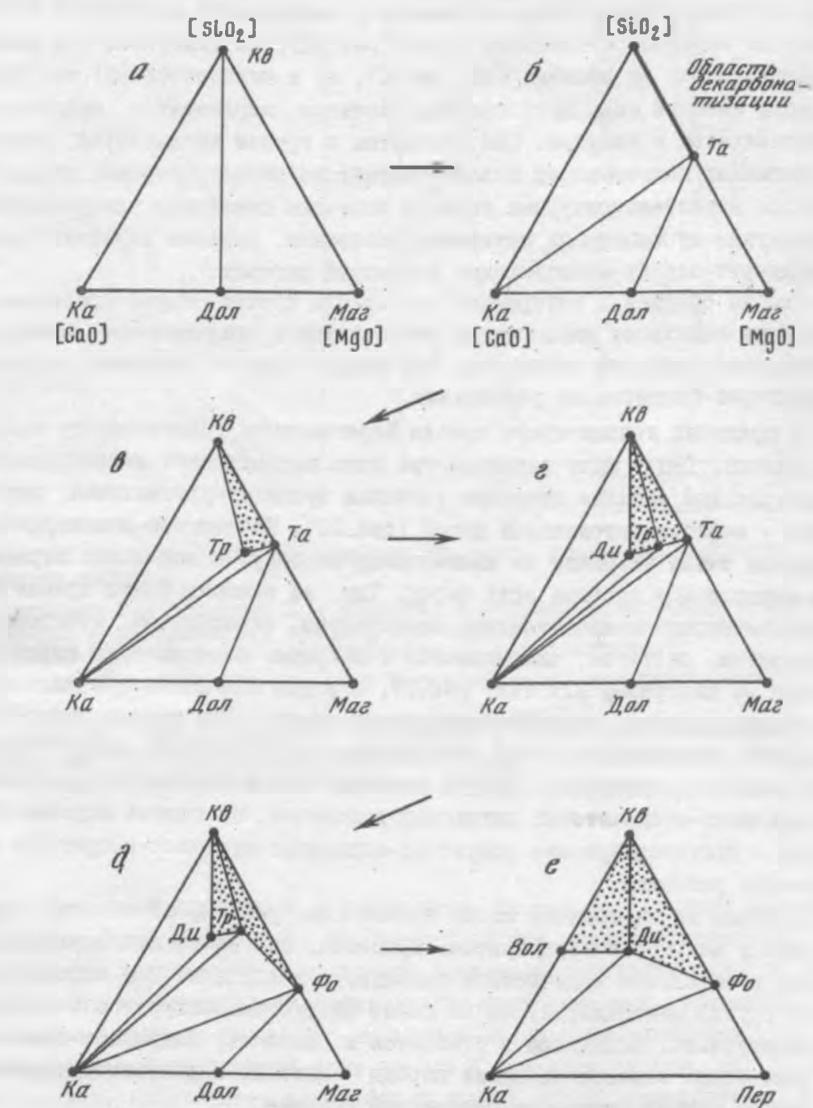


Рис. 23. Изменение минеральных ассоциаций с ростом температуры (а-е) в контактовом ореоле массива Бен-ан-Дабхейк, о-в Скай, Шотландия (Tilley, 1951), отражающие прогрессивную декарбонатацию окремненных доломитов

о кальцит без кварца, но с Вол, Ди, Фо. Этот рисунок, таким образом, иллюстрирует прогрессивную декарбонатацию пород при контактовом метаморфизме, вследствие чего, как и на рис.9 и 19, граница мраморов, кальцифиров и известково-силикатных пород непрерывно смещается. В отличие от рис.9 и 19 здесь показано большее число минеральных ассоциаций, меняющихся с ростом температуры, которые и представляют минеральные виды контактово-метаморфизованных карбонатных пород.

На линии Дол-Кв (см. рис.23, а) с ростом температуры появляются следующие ассоциации.

В низкотемпературной зоне (см. рис.23, б) – Дол+Та+Ка, Ка+Та+Кв; последняя ассоциация в более высокотемпературной подзоне меняется на Ка+Тр+Кв+Та (см. рис.23, в).

В среднетемпературной зоне (см. рис.23, г) появляется диопсид в ассоциации с Кв и (или) тремолитом: Кв+Ди+Ка, Ди+Тр+Ка. В породах, богатых доломитом, ассоциации не меняются: Дол+Та+Ка+Тр, но на следующей ступени (см. рис.23, д) в них появляется форстертит: Дол+Фо+Ка; Фо+Ка+Тр+Ди.

В высокотемпературной зоне, прымкающей к контакту, появляется Вол и Пер, исчезают Дол, Тр и Та, и породы представлены следующими видами: Ка+Пер+Фо (вместо доломитового мрамора); Ка+Фо+Ди, Ди+Вол+Кв. Появление четырех- (и более) минеральных пород связано с примесью Fe и Al в породах по сравнению с идеализированной схемой (см. рис.23, е).

В целом контактово-метаморфические породы менее разнообразны, чем регионально-метаморфические, так как они не испытывали существенного влияния давления и самих низкотемпературных условий, при которых формировались эквивалентные фенитовые филлиты, зеленые и глаукофановые сланцы. Всего (см. табл. II) выделено 20 семейств (не считая редких пород), охватывающих около 70 минеральных видов контактово-метаморфических пород. В названиях видов использованы названия конкретных минеральных ассоциаций (при содержании минералов более 5%) в виде приставок к широким терминам: роговик, кварцит, мрамор, кальцифир, порода, а также несколько узких терминов – беербахит, бухит, пятнистый роговик.

Глава 6. Ультраметаморфические (гранитизированные) породы

Исследование процессов ультраметаморфизма образующихся при этом горных пород имеет длительную историю. Первые попытки систематизировать терминологию были предприняты в 1960 г. на Международном геологическом конгрессе в Копенгагене, где состоялся симпозиум по этой проблеме. Позже Н.Г. Судовиков, используя материалы, представленные Р. Дитрихом и К. Менертом, с учетом результатов их обсуждения уточнил определения некоторых важных понятий. "Термин ультраметаморфизм твердо установлен для обозначения интенсивного метаморфизма, имеющего региональный характер и происходящего в глубинных зонах ниже уровня начала

плавления кислых пород" (Судовиков, 1964, с.328-329). Это определение отличается исчерпывающей полнотой, так как в нем содержится единственный необходимый и достаточный признак - плавление гранитоидов. Но таким образом определению придается излишняя категоричность, и ряд продуктов глубоких изменений при метаморфизме, а в частности образование гранитоподобных метасоматических пород выше уровня плавления, формально не попадает в рассматриваемый класс, что создает неудобства. Поэтому, говоря об ультраметаморфизме, лучше иметь в виду процессы глубоких альхимических минерало-петрографических преобразований, происходящих в региональных масштабах в связи с началом плавления кварц-полевошпатовых пород.

Понятие региональности требует уточнения. Процесс может считаться региональным, если физико-химические условия его проявления, а следовательно, и минеральные фации соответствующих пород остаются неизменными или меняются монотонно с незначительными градиентами интенсивных параметров (температура, давление, химические потенциалы вполне подвижных компонентов, кислотность-щелочность среды минералообразования и т.д.) на территориях, соизмеримых со структурно-формационными зонами.

Мигматизация - термин, употребляемый для обозначения процесса формирования мигматитов. Последнее понятие введено в геологическую литературу Й. Седерхольмом (Sederholm, 1908) для обозначения смешанных пород, образованных путем внедрения магмы или "ихора" (концентрированного раствора) в гнейсы. Л. Г. Судовиков (1964) справедливо отказался от такого определения из-за слишком прямого его генетического смысла и предложил мигматитами называть смешанные породы, состоящие не меньшей мере из двух частей, макроскопически хорошо различающихся. "Одна часть является субстратом, (породой метаморфического облика, - добавляет В. С. Шкодзинский (1976), - в котором в разнообразных формах располагается вторая часть - жильный материал" (Судовиков, 1964, с.329). Он, как правило, гранитоидного состава. Такое нейтральное определение мигматитов обусловлено чрезвычайной остротой дискуссии по генетическим вопросам, которая предшествовала конгрессу в Копенгагене и протекала в 20-е годы XX в., когда П. Холмквист (Holmqvist, 1920) предложил альтернативу "артеритовой" концепции Й. Седерхольма - идею о преимущественно секреционном происхождении жильного материала, а мигматиты такого генезиса предложил назвать венитами. Позднее С. Вегман (Wegmann, 1935) пытался примирить оппонентов, заметив, что их спор не затрагивает принципиальных вопросов, а различие между артеритами и венитами он видел лишь в масштабах массопереноса, который меняется в очень широком диапазоне.

В настоящее время широкое применение терминов "артериты" и "вениты" как описательных вряд ли целесообразно не только из-за невозможности в большинстве случаев оценить относительную роль привнесенного и местного вещества, но еще и потому, что разработана более рациональная мор-

Фологическая классификация мигматитов, позволяющая решать сугубо практические задачи. Вместе с тем, в очевидных случаях можно прибегнуть к таким названиям, как инъекционный мигматит вместо артерита, когда имеются структурные доказательства внедрения мобильного, сиалического, скорее всего магматического материала.

В мигматитах, возникающих на месте, различаются, как отмечал К. Менер (1971), минимум две составляющие - палеосома и неосома. Палеосома - это неизмененная или слабо измененная метаморфическая порода (гнейс, кристаллический сланец и т.д.). Неосома - вновь образованная часть породы, включающая в себя не только гранитоидные жилы, называемые обычно лейкосомой, но и меланосому - обогащенные радиоактивными или новообразованными темноцветными минералами базифицированные зоны. Многие исследователи, по предложению К. Менерта (1971), выделяют также мезосому, занимающую по лейкократовости промежуточное положение и являющуюся, по существу, неизменной частью породы, т.е. палеосомой. Н.Г. Судовиков (1964) предложил более нейтральные в генетическом отношении понятия субстрата и жильного материала. Практически оказывается, что под субстратом понимается как мезосома, так и меланосома, а под жильным материалом - только лейкосома. В таком упрощенном и несколько видоизмененном смысле и следует применять названные термины.

Традиционно мигматиты различаются по текстурным признакам. Наиболее простой и распространенной группой являются различные модификации полосчатых мигматитов, характеризующихся субпараллельным расположением отдельных их частей и являющихся результатом сильного ламинарного течения в процессе пластической деформации. Последние при очень интенсивном развитии могут привести к формированию складчатых и плойчатых мигматитов или иногда - особого их генетического типа - птигматитов. По форме гранитных жил и по степени насыщения ими полосчатые мигматиты могут быть расположены в ряд, отражающий повышение степени мигматизации. Точно так же ряд связанных с разрывными деформациями ветвистых, сетчатых, брекчевидных мигматитов (агматитов) соответствует нарастанию интенсивности процесса в хрупких породах. При отсутствии существенных деформаций возникают специфические разновидности мигматитов - порфиробластические. Особый интерес представляют наиболее интенсивно мигматизированные породы, вещественная неоднородность которых устанавливается по теневым радиокомплексам. В зарубежной литературе они называются кубулитами. У нас часто применяется термин "тевеневой мигматит" или "гранито-гнейс", "гранодиорито-гнейс" и т.д. в зависимости от минералогического состава.

Систематика мигматитов приведена у К. Менерта (1971). Она чрезмерно перегружена специальными терминами, часто заимствованными у И. Седерхольма. Но они в большей своей части не приведены в нашей литературе, а необходимость в них в значительной мере отпада. Поэтому здесь мы не рассматриваем ее подробно.

Важным процессом в зоне ультраметаморфизма является гранитизация. Это понятие получило много противоречий друг другу определений в связи с тем, что они вводились еще до более или менее удовлетворительного решения генетических проблем. Подводя итоги длительной дискуссии между трансформистами и магматистами по проблеме происхождения гранитов, Н.Г. Судовиков (1964), который принадлежал первой группе ученых, под термином "гранитизация" понимал ряд взаимосвязанных процессов, приводящих к превращению твердых пород в породы гранитоидного состава без прохождения через магматическую стадию. Хотя сам процесс и считается метасоматическим, допускается наличие в системе некоторого количества расплава, которое, однако, не достигло величины, обуславливающей переход к жидкому с точки зрения механики состоянию вещества. Такой переход принято называть реоморфизмом. Очевидно, что в приведенном определении произошла подмена физико-химических категорий механической, что логически неоправданно.

Альтернативным является определение гранитизации как магматического замещения (Коринский, 1952). Важным моментом является то, что процессы, происходящие в системах, в той или иной степени насыщенных расплавом (магмой), не являются, по существу, метасоматическими в физико-химическом смысле, хотя протекают они в открытых системах и затрагивают не только расплавы, но и твердое вещество. Их конечный продукт — очаги гранитоидных магм на месте твердых пород земной коры. Допускается, что на фронте магматического замещения происходят разнообразные действительно метасоматические процессы (метасоматическая подготовка), предшествующие появлению магмы (Гаврикова, Кариков, 1984), которые проявляются не всегда, а лишь в том случае, когда скорость массопереноса потоками флюидов превышает скорость прогрева метаморфизующихся толщ (Эволюция..., 1981).

Продуктами диффузного развития процессов гранитизации могут быть некоторые типы магматитов, в частности небулыты.

Таким образом, явления ультраметаморфизма вообще и магматизации в частности включают плавление пород гранитоидного состава, или анатексис. Этот термин введен И. Седерхольмом (Sederholm, 1913) для обозначения не только плавления, но и растворения субстрата, что побудило Н.Г. Судовикова (1964) ограничить его употребление лишь для обозначения гранитизации, сопровождающейся расплавлением. П. Эскола (Eskola, 1933) подчеркнул выборочный характер процесса термином "дифференциальный анатексис", но позже прилагательное было утрачено, а данный термин стал применяться для обозначения парциального, или селективного, плавления.

В некоторой степени терминология была упорядочена К. Менартом (1971), который под анатексисом понимал любое плавление вещества в зонах высокотемпературного метаморфизма, различая две его стадии: метатексис — начальное плавление (селективное, частичное, парциальное), которое не приводит к полной гомогенизации толщ, и в них макроскопически раз-

личаются неосома и палеосома; диатексис – полное или почти полное плавление, приводящее к гомогенизации толщ, а различия между неосомой и палеосомой стираются или сохраняются в виде теней, что соответствует небулитам.

В советской литературе термин "анатексис" чаще применяется в ограниченном смысле вместо метатексиса для обозначения частичного плавления в противовес диатексису, а продукты этих процессов соответственно называются анатектитами и диатектитами. Целесообразно принять эти термины именно в таком смысле для того, чтобы не нарушать сложившуюся у нас традицию. При этом надо иметь в виду, что расплавление может осуществляться как в открытой, так и в закрытой системе, и в первом случае процесс, по существу, может соответствовать магматическому замещению. Это обстоятельство по крайней мере не должно влиять на применение или не применение рассматриваемых терминов.

Всю совокупность процессов формирования нового вещества при ультраметаморфизме следует называть метатексисом, возникающим при этом геологические тела независимо от размера – метатектом, а слагающие их породы – метатектитами. Удобно не накладывать на последний термин генетических ограничений и применять его независимо от метасоматического, магматического или смешанного происхождения пород с рассеянно неоднородным распределением лейкосомы.

К. Менерт (1971) был первым исследователем, со всей определенностью подчеркнувшим ведущую роль процессов селективного (парциального) плавления как в мигматитообразовании, так и в формировании коровых магматических очагов, противопоставив свою концепцию идеям трансформизма. Поэтому он обратил внимание на переотложение избыточного, "надгранитного", вещества в виде меланосомы мигматитов, которая расщенивалась как остаток от плавления, или рестит. Эта идея поддержана петрологически Г. Винклером (1979), а в нашей литературе – В.С. Шкодзинским (1976), но вызвала и энергичные возражения последователей Д.С. Коркинского (Маракушев, 1973; Петрография..., 1981; Мигматизация..., 1985), считающих, что в процессе мигматизации происходят существенно аллохимические преобразования толщ, а настоящие реститы в заметных количествах не образуются. Тем не менее, процессы плавления играют большую роль в ультраметаморфическом процессе, что доказывается не только экспериментальными исследованиями, подробно рассмотренными Г. Винклером (1979), но и проводившимися в последние десятилетия исследованиями включений минералообразующих сред, а в частности раскристаллизованных расплавов (Чупин, 1975; Томиленко, Чупин, 1972, 1983; Термо- и барометрия..., 1977; Косухин и др., 1984). Эти материалы не только позволили получить прямые доказательства расплавления, но и выявить его термодинамические условия и флюидный режим. Наиболее важным результатом является подтверждение гипотезы о существовании стационарных флюидных потоков в зоне ультраметаморфизма (Флюидный режим..., 1980; Мигматизация..., 1985), обеспечивающих массоперенос при гранитизации, которая в свете новых данных выступает в целом как явление магматического замещения.

Термин "палингенез" первоначально был предложен в работе (Backlund, 1937) для обозначения явлений возрождения древних изверженных пород, что, в частности, наблюдается в горячих контактах интрузивных тел или в местах повторного плавления (или подплавления) древних гранитоидов при наложении ультратаморфизма. Примерно в этом же смысле употребляется термин "ремобилизация" гранитоидов. Позже это понятие потеряло свою конкретность, и его стали смешивать с понятием анатексиса, что заставляет относиться осторожно к его применению. По существу, необходимость в этом термине возникает лишь тогда, когда при явлениях ремобилизации древних гранитоидов возникает видимость их эруптивных соотношений со сформировавшимися позже интрузивами основных пород и появляется необходимость подчеркнуть это обстоятельство. Под палингенными гранитоидами следует понимать комплекс горных пород, содержащих в себе элементы древнего и возрожденного вещества (метатектита) в произвольных соотношениях, которые в принципе необходимо различать при описании. Следовательно, необходимость в термине "палингенез" ограничена.

Под термином "реоморфизм", введенным О. Баклундом (Backlund, 1937, с. 234-235), подразумевается процесс перевода вещества в жидкое состояние в смысле механических его свойств из-за частичного (анатексис) или полного (диатексис) плавления, благодаря чему такие породы приобретают способность к интрузии и формированию автономных структур, которые в свидетельствуют о развитии данного явления. Таким образом, понятие реоморфизма относится к явлениям, обусловливающим формирование таких типичных инфракrustальных образований (инфраструктур), как диапироидные купола. Название "реоморфические" следует поэтому использовать только для выделения гранитоидов, слагающих диапировые или подобные им плутонии, но ни в коем случае не противопоставлять их ни диатектитам, ни анатектитам, которые могут участвовать в строении таких массивов, ни тем более палингенным гранитам, которые по своим структурным особенностям могут быть реоморфическими.

В тесной связи с предыдущими находится понятие автотонных, параавтотонных и аллохтонных гранитоидов. Автотонные гранитоиды - горные породы, становление которых произошло на месте их зарождения. К ним относятся многие разновидности мигматитов, в том числе небулыты. Параавтотонные гранитоиды - породы, перемещенные в пределах их зарождения, где и происходит их становление. Аллохтонные гранитоиды - породы, становление которых происходит далеко за пределами зоны зарождения и которые потеряли с ней пространственную связь.

Резюмируя все сказанное выше, подчеркнем, что часть рассматриваемых здесь терминов, применяемых к продуктам ультратаморфизма, несет лишь морфологическую нагрузку и может корректно применяться при первичном описании объектов. К их числу относятся: мигматиты во всех морфологических разновидностях (см. ниже) и составляющие их части: субстрат, кельчный материал, палеосома, неосома, лейкосома, мезосома, меланосома.

метатект¹, метатектит. В отличие от этих такие термины, как венит, артерит, анатексис (анатектит), диатексис (диатектит), гранитизация, палингенез (палингенный гранитоид), реоморфизм (реоморфический гранитоид), несут генетическую нагрузку и их применение целесообразно лишь на стадии интерпретации данных геологических и петрологических исследований.

В классе ультраметаморфических пород представляется рациональным выделять и мигматиты, и метатектиты. Специфика такого подразделения в том, что мигматиты состоят из ранее метаморфизованных пород и из новообразованного минерального вещества, находящегося в определенных пространственных, количественных и структурных сочетаниях, а метатектиты объединяют целиком сформированные в условиях ультраметаморфизма породы, которые являются частью мигматитов. Формально метатектиты и мигматиты объединяет способ выделения подклассов горных пород по условиям формирования, как это и принято в данной работе. Так как ультраметаморфизм в особо высокобарических условиях вообще не проявляется, за исключением высокобарических гранулитов, специально выделенных в предложенной здесь классификации регионально метаморфизованных пород, а во всем интервале давления при ультраметаморфизме его продукты никак не отличаются друг от друга по минеральному составу, подклассы выделяются по принадлежности к гранулитовой или амфиболитовой фации: высокотемпературные (чарнокитоидные) и среднетемпературные (гранитоидные) мигматиты и метатектиты.

Мигматиты в целом гранитоидного и чарнокитоидного подкласса как породы смешанные, развивающиеся по разному субстрату, рационально подразделять по морфологическим признакам, имея в виду прежде всего необходимость хотя бы качественной оценки степени изменения, что позволило бы получить инструмент для карттирования мигматитовых полей. Такая классификация была предложена одним из авторов (Шуркин, 1957) и позже неоднократно дополнялась и совершенствовалась. В схематическом виде она представлена в табл. I.3.

Выделены три морфологических ряда мигматитов в зависимости от интенсивности и характера деформаций в условиях сдвигового пластического течения (Миллер, 1983), а также от текстурных особенностей субстрата. При этом деформации относятся к категории интенсивных, когда отчетливо проявляются ламинарные или турбулентные потоки вещества с формированием выдержанной полосчатости и кристаллизационной сланцеватости, многократных складок с осевыми поверхностями, ориентированными в плоскости потока, участков брекчирования в зонах растяжения. Деформации могут быть следствием многократного наложения потоков друг на друга и считаются слабыми в том случае, когда заметного сдвигового течения в наблюдаемом объеме не происходит, а напряженное их состояние в момент ультраметаморфизма может выражаться лишь в ориентированном росте минералов с формированием кристаллизационной сланцеватости или в возникновении микротрециноватости. Очевидно, что в первом случае мигматиты являются интенсивно деформированными, а во втором — слабо деформированными.

¹ Метатект в понимании К.Менерта (1971) — "флюидная часть мигматита" — несет генетическую нагрузку. (Примеч. ред.).

Морфологическая классификация мигматитов

Таблица 13

Семейства (по степе- ни мигма- тизации)	Степень деформации			Характер изме- нения субстрата
	Интенсивная		Слабая	
	Характер деформации			
	Складчатость сдвигового течения, рассланцевание, вязкие разрывы, дробление в зоне рас- тяжения		Рассланцевание и микротрещиноватость	
	Слоистая, слан- цеватая, гней- совая (гнейсы, кристаллические сланцы)	массивная, гру- бослоистая (амфиболиты, пироксеновые бластолиты)	разнообразная (гнейсы, кристаллические сланцы, бла- столиты)	
	I	II	III	
Слабо миг- матизиро- ванные по- роды (слабая степень)	I) линзовидные, 2) нитевидные; разобщенные лин- зовидные агре- гаты (1) и ред- кие тонкие жи- лы (2) кварца- половинчатого состава	I) линзовидные, 2) ветвистые; ра- зобщенные линзо- видные и менее разобщенные агре- гаты (1), редкие тонкие жи- лы кварца- половинчатого состава	очкиевые или очковые или в виде линз или линзовид- ные; жилы, разви- тые во всем объеме пород, в виде линз или линзовид- ные, залегающие в субстрате, ра- зобщенные облом- ки субстрата, в виде линз	Практически не- изменен, наблю- даются небольшие дальневые порфи- робы по- цветных минералов в зоне жил и скоп- лений кварца- половинчатого состава
Мигмати- зированные породы (средняя степень)	I)неравномерно- полосчатые, 2) ленточные; раз- личающиеся по мощности, часто равномерно рас- пределенные, по- степенно переходя- щие в гранитоидный состава, иногда складчатые (пти- гматиты)	I)сетчатые, 2) брекчиевидные (амфититы); не- вивты во всем объеме пород, в виде линз или линзовид- ные, залегающие в субстрате, ра- зобщенные облом- ки субстрата, в виде линз	I) пятнисто- порфиробласти- ческие, 2) чет- коизоморфные; пор- фиробласти по- лосчатые, залега- ющие в субстрате в виде линз	Заметные изме- нения, заключающиеся в фельдшпатизации и в общем осветлении субстрата, либо в формировании скоп- лений темноцветных минералов (мелано- сомы)
Сильно миг- матизиро- ванные по- роды (высо- кая степень)	I)слоисто-по- лосчатые, 2)тон- кополосчатые; жильный мате- риал сосредото- чен в пределах мощных жил ("слоев"), обра- щающих собствен- ной полосчатос- тью (1), тонкие гранитоидные жи- лы, чередующиеся с тонкими "слой- ками" сильно из- мененного суб- страта (2), часто складчатые (птигматиты)	I) линзовидно- брекчиевидные, 2) флюидальные (амфититы); обломки суб- страта, погру- женные в гра- нитоидную мас- су, разбросаны в результате деформации (1), мелкие линзо- ты, видимые в виде обломков в тонкополосча- той гранитоид- ной массе (2)	I)жильно-порфи- робы, 2) псевдобрек- чиевидные; пор- фиробласти по- лосчатые, залега- ющие в субстрате в виде линз	Интенсивные изме- нения заключаются в гранитизации суб- страта или в его базификации, при- водящей часто к почти полному за- менению первичной породы меланосомой
Очень силь- но мигмати- зированные породы (выс- шая степень)	гнейсовидно- тёневые; остат- ки (тени) суб- страта высту- пают в виде не- правильно очер- ченных полос	пятнисто-тёневые; остатки субстра- та в виде округ- лых или угловатых пятен	порфирибла- стово-тёневые остатки субстра- та выделяются мень- шей порфири- бластинос- тью	Изменения крайне сильные, полное преобра- зование суб- страта в гра- нитоид



Р и с. 24. Нитевидные мигматиты с одной четко-видной жилой.

Трондьемитовый жильный материал располагается вдоль слоистости в амфибол-плагиоклазовом сланце

видно, что морфология мигматитов в значительной степени зависит от текстурных особенностей пород субстрата, так что в слоистых толщах, в породах, обладающих гнейсовидностью или полосчатостью, полосчатые формы будут возникать чаще, чем в породах массивных или с глубоко-полосчатой текстурой.

При очень слабой степени мигматизации, в I ряду, метатект выделяется в виде линзовидных обособлений или редких нитевидных жил, а во II ряду – в виде ветвящихся жил, в результате чего возникают линзовидные, нитевидные, ветвистые мигматиты. В качестве плоскостных элементов строения, используемых для размещения метатекта, выступает не только слоистость (рис. 24), но и кливаж или кристаллизационная сланцеватость, ориентированные параллельно осевым поверхностям складок (рис. 25, 26). При слабом проявлении деформаций, в III ряду, в качест-

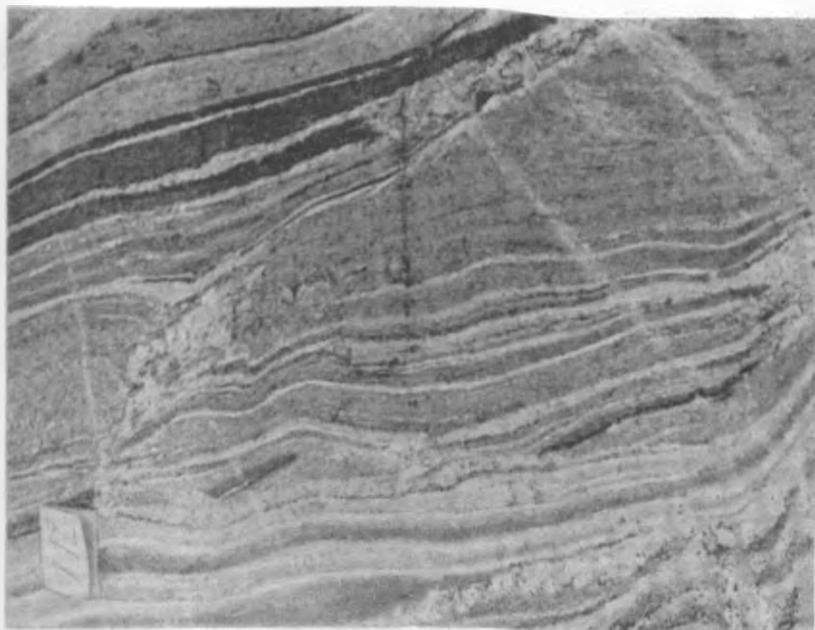


Р и с. 25. Нитевидные мигматиты с отдельными четковидными жилами (Северо-Западное Баломорье).

Трондьемитовый жильный материал располагается вдоль сланцеватости осевой поверхности

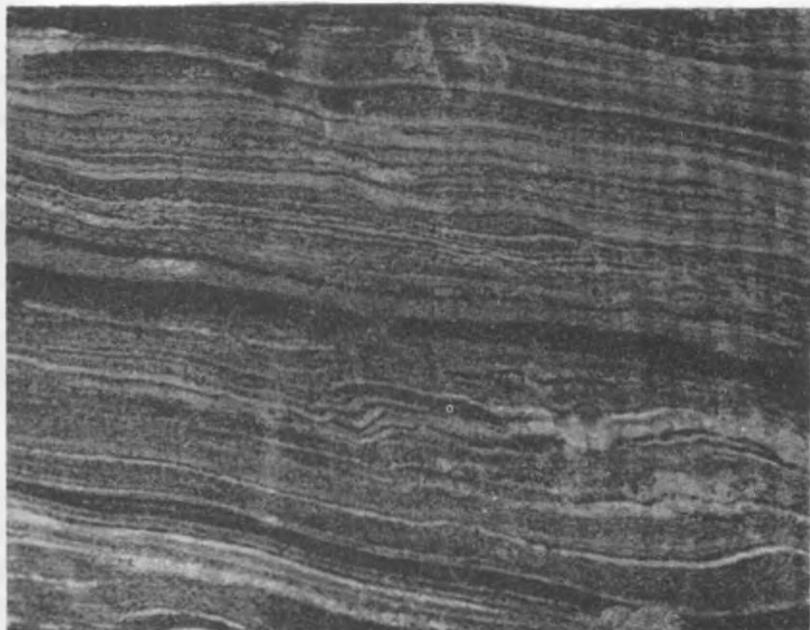


Р и с. 26. Комбинация более ранних нитевидных и более поздних ветвистых мигматитов (Северное Приладожье)



Р и с. 27. Неравномерно-полосчатые мигматиты (Северо-Западное Беломорье).

В косых зонах растяжения поздние гранитоидные жилы (линзо-видный мигматит)



Р и с. 28. Ленточные мигматиты (Северо-Западное Беломорье)

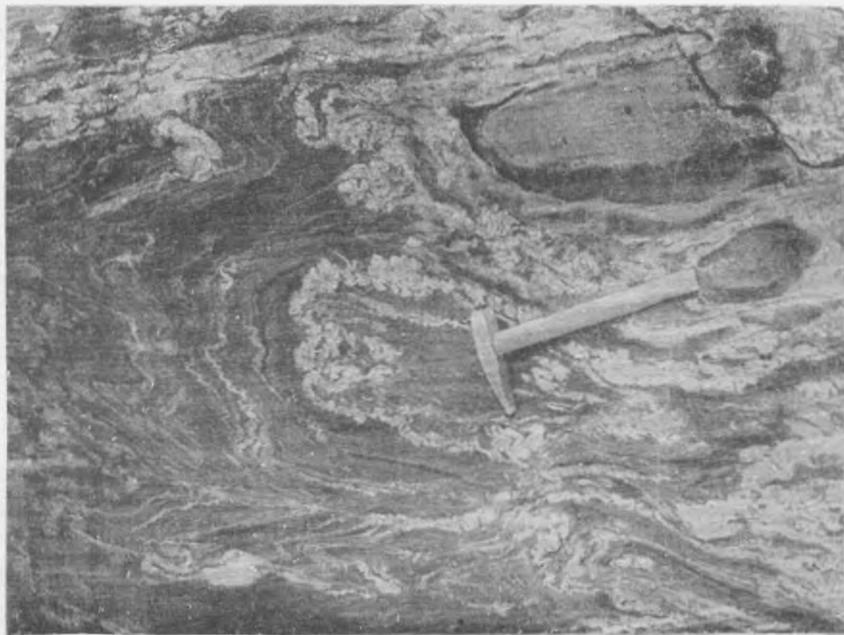


Рис. 29. Ленточные мигматиты, по крайней мере, двух генераций (Северо-Западное Беломорье)

всех наиболее типичных морфологических видов выделяются очковые или порфиробластические мигматиты. Последние являются разновидностью первых: в них "очки" представлены агрегатами зерен и монокристаллами полевых шпатов.

Субстрат при столь слабой мигматизации практически не изменен. При основном его составе происходит лишь слабое его осветление, что часто наблюдается в условиях гранулитовой фации, когда в результате привноса кремнезема в краевые части тел основных пород происходит замещение роговой обманки ромбическим и моноклинным пироксеном с выделением значительных количеств плагиоклаза. В кислых гнейсах на контакте с кварц-полевошпатовыми жилами возникает тонкая слюдяная пленка, что знаменует собой начало формирования меланосомы.

При средней степени изменения возникают мигматизированные породы. В условиях интенсивной деформации (ряд I) возникают чаще всего неравномерно распределенные субпараллельные жилы меняющейся мощности – неравномерно-полосчатые мигматиты (рис. 27), имеющие иногда четковидную форму, но все же непрерывные. Ленточные мигматиты, относящиеся к этому же семейству и представляющие типичную их разновидность, харак-



Рис. 30. Ленточные и сетчатые мигматиты одной генерации (Северо-Западное Беломорье)

теризуется гомогенным распределением гранитоидных жил примерно постоянной мощности (рис.28, 29). Объемная доля лейкосомы в граувакко-ых флишоидных толщах достигает максимум 20-25%. В субстрате с массивной текстурой возникают сетчатые мигматиты (рис.30) путем объединения ветвящихся жил, свойственных слабо мигматизированным породам. По мере обогащения мигматита жильным материалом происходит переход к брекчииевидным мигматитам, или агматитам (рис.31).

Следует отметить, что хотя агматиты и типичны для пачек массивных пород, они часто возникают в слоистых и полосчатых средах, в случае, если в них при высокой степени деформации возникают участки растяжения и брекчирования (рис.32).

При слабом проявлении деформации (ряд Ш) типичными являются пятнисто-порфиробластические мигматиты, характеризующиеся ростом порфиробласт разобщенными группами. Иногда они концентрируются вдоль отдельных слойков или ослабленных зон, благодаря чему возникают четковидные мигматиты (рис.33).

Субстрат мигматитов этого семейства испытывает довольно сильные изменения. С одной стороны, это фельдшпатизация и осветление, подобное



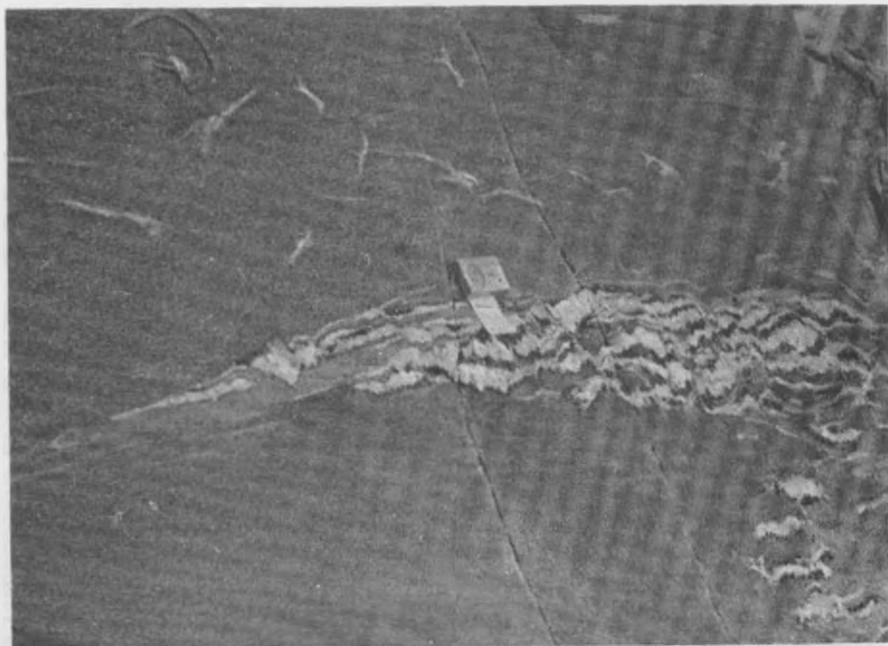
Рис. 31. Брекчевидный мигматит (амфиболит)
(Северо-Западное Беломорье)

отмеченному для слабо мигматизированных пород, с другой – это формирование меланосомы, состоящей из биотита, амфиболов, пироксенов, граната, кордиерита и других темноцветных минералов и по количеству со-поставимой с мезосомой, представляющей неизменный гнейс.

Семейство сильно мигматизированных пород включает в себя слоисто-полосчатые (рис.34) и тонкополосчатые (рис.35) мигматиты (ряд. I). Отличительной чертой первых является присутствие большого количества достаточно мощных гранитоидных жил, расположенных субпараллельно, придающих пачке слоистый облик и обладающих своей собственной внутренней полосчатостью. Принято считать, что такие образования следует относить к типичным артеритам, но это не всегда так, так как они могут возникать и при выборочной гранитизациии наиболее подходящих по составу слоев. Тонкополосчатые мигматиты характеризуются присутствием большого количества очень тонких и частых гранитоидных жил и сопутствующими с



Р и с. 32. Брекчиевидный мигматит по слоистому субстрату, испытавшему ранее мигматизацию (Северо-Западное Беломорье)



Р и с. 33. Зона четковидного мигматита (Северо-Западное Беломорье)



Р и с. 34. Слоисто-полосчатый мигматит (Северо-Западное Беломорье)

ними по мощности "слоев" меланосомы. Они как бы представляют собой следующую стадию развития ленточных мигматитов. Количество жильного материала в этой группе может варьировать от 25 до 60%.

Послойные мигматиты (ряд I) часто подвергаются в момент формирования интенсивным складчатым деформациям с образованием особых текстурных разновидностей плойчатых, гофрированных и складчатых мигматитов, которые свидетельствуют о высокой пластичности и субстрата, и жильного материала или о турбулентном характере тектонического потока. Специфическую группу составляют птигматиты, для которых характерно секущее относительно слоистости или сланцеватости расположение смятых в склад-

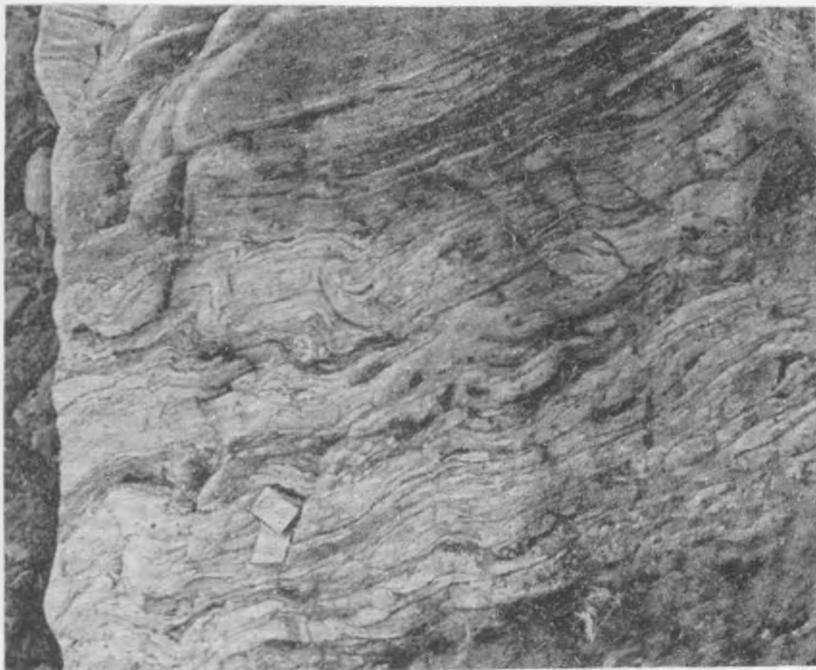


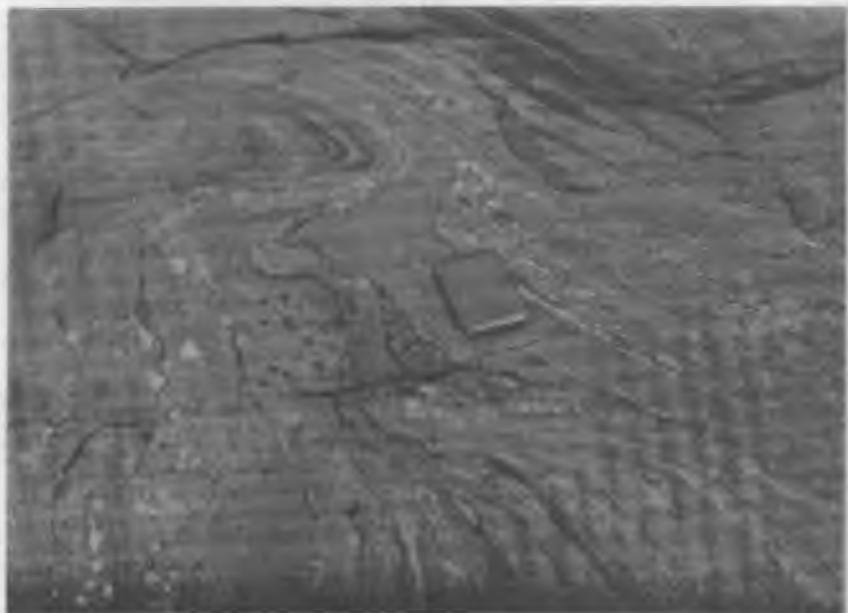
Рис. 35. Тонкополосчатый мигматит (Северо-Западное Беломорье)

ки гранитоидных жил. Они встречаются относительно редко в пределах полей мигматизации слабой или средней степени. Их происхождение остается спорным, так как секущий характер контактов, с одной стороны, говорит о дизьюнктивной природе вмещающих жилы полостей, а с другой — складчатая деформация жильного материала свидетельствует о его таком же пластичном состоянии, как и вмещающих пород. Проблема генезиса птигматитов рассмотрена Н.Г. Судовиковым (1964), и здесь нет необходимости останавливаться на этом детально.

К числу широко распространенных мигматитов средней степени проявления процесса относятся линзовидно-брекчиевидные и флюидальные (ряд II), отражающие более высокую степень преобразований по сравнению с брекчиевидными мигматитами и также относящиеся к категории агматитов. Их отличием является возрастающая степень деформации обломков, превращающихся в линзы. Во флюидальных мигматитах проявляются признаки пластического течения во всем объеме пород, которые своей текстурой отдаленно напоминают лавовые потоки, отчего и произошло название вида (рис. 36).



Р и с. 36. Линзовидно-брекчевидный мигматит, переходящий во флюидальный (Северо-Западное Беломорье)



Р и с. 37. Гнеиско-порфиробластический мигматит (Северное Приладожье)



Р и с. 38. Псевдобрекчийвидный мигматит (Северо-Западное Беломорье)



Р и с. 39. Тело гнейсовидно-теневых мигматитов (небулитов) в ленточном мигматите (Северо-Западное Беломорье)

В условиях относительно слабых деформаций возникают (ряд III) жильно-порфиробластические (рис.37) и псевдобреекчевые виды (рис.38) мигматиты. Последние отличаются высокой насыщенностью жильным материалом, образующим сплошную сеть. При этом плоскостные текстуры во всех обломках одинаково ориентированы, что наводит на мысль о их возникновении в процессе метасоматической гранитизации.

Субстрат мигматитов этого семейства, как правило, очень сильно измечен, особенно в тонкополосчатой разновидности, в которой он весь замещен меланосомой. Вместе с тем, в агматитах преобразования могут оказаться крайне незначительными. То же можно сказать о некоторых слансто-полосчатых мигматитах, что может быть связано с артеритовой природой. Значительное локальное насыщение гранитоидами инъекционных мигматитов перед фронтом ультраметаморфизма известно, например, в Северном Приладожье, где я можно убедиться в незначительности изменения гнейсов субстрата.

Семейство весьма сильно мигматизированных пород, или небулитов, во многом специфично. Гнейсовоидно-теневые и пятнисто-теневые (рис.39) мигматиты по сути представляют гранито(гранодиорито- и т.д.)-гнейсы и являются продуктами полной гранитизации некоторого субстрата. Подобными же являются порфировидно-теневые мигматиты, но в них реликты субстрата не имеют четких ограничений, отличаются слабо выраженной порфировидностью, нарастающей по направлению к жильному материалу.

Предлагаемая классификация отличается от всех предшествующих (И. Седерхольм, Н. Г. Судовиков, К. Менерт и др.) необходимой для целей картирования полнотой, а также упорядочением терминологии в таксономическом смысле. По существу, в ней многое унаследовано от предшественников. В дополнение к изложенному следует сказать, что при исследовании на основе морфологической классификации при ее использовании во время картирования мигматитовых полей с целью выявления их зональности необходимо иметь в виду не отдельные типы мигматитов, а ассоциацию этих типов (см. табл. I.3 по горизонтали). Это обусловлено обычно пространственно неравномерным проявлением процессов мигматитообразования в регионально метаморфизованных образованиях различного вещественного состава и их текстурных и структурных особенностей. В пределах отдельно взятых обнажений могут встретиться мигматиты не только всех трех групп одного ассоциативного ряда, но и разных по степени мигматизации рядов. И только статистический учет частоты встречаемости тех или иных морфологических типов мигматитов позволяет в конечном счете оконтурить зоны различной степени мигматизации в градациях - слабая, средняя, высокая и высшая. Такой подход позволяет выяснить некоторые важные черты тектонической структуры картируемого участка - наличие и местоположение зон вязких разрывов, полей растяжения и скатия в пределах средне- и крупномасштабных складчатых структур.

В заключение остановимся на принципиально ином подходе к систематике мигматитов, предложенном В. С. Шкодзицким (1976), принявшим во

внимание три признака – состав жильного материала (гранитный или не-гранитный), распределение жильного материала и его соотношения с субстратом. В результате были выделены следующие виды мигматитов и мигматитоподобных образований: 1) мигматиты с рассеянным гранитным материалом; 2) мигматитоподобные образования с рассеянным негранитным жильным материалом; 3) мигматиты с крупными конформными гранитными жилами; 4) мигматитоподобные образования с крупными конформными гранито-гнейсовыми телами; 5) мигматиты с секущими гранитными телами¹.

Особенно сложными для конкретного описания являются полимигматиты. Опыт исследования мигматитовых ареалов в метаморфических поясах различных типов (Мигматизация..., 1985) показывает, что процессы ультраметаморфизма всегда многостадийны, а во время одного цикла глубинного гранитообразования происходит закономерная смена одних морфологических

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА МИГМАТИТОВ И МИГМАТИТОПОДОБНЫХ ПОРОД

Увеличение степени перемещения вещества

Характер метаморфизма	С автохтонным жильным материалом		С альлохтонным жильным материалом
	Отсутствие перемещений вещества	Дифференциация вещества	
Прогрессивный	Псевдомигматиты, образовавшиеся путем метаморфической перекристаллизации (парагенетически разнородные с конформными телами гранито-гнейсов)	Псевдомигматиты, образовавшиеся путем метаморфической дифференциации (парагенетически однородные с рассеянным негранитным жильным материалом)	Привнос
Ретрогressивный	Мигматиты, образовавшиеся путем дифференциального анатексиса (парагенетически разнородные с конформными телами гранитного материала)	Мигматиты, образовавшиеся путем анатектической дифференциации (парагенетически однородные с рассеянным гранитным жильным материалом)	Инъекционные мигматиты (парагенетически разнородные с секущим гранитным жильным материалом)

¹ Наряду с приведенной морфологической систематикой мигматитов и мигматитоподобных пород В.С.Шкодзинский (1976) разработал генетическую классификацию, игнорирование которой вызывает необоснованную критику. Вместе с тем, она существенно дополняет наши знания о высокометаморфизованных породах их образовании и последующих изменениях, поэтому заслуживает опубликования в этой книге.

видов мигматитов другими. Можно выделить два крайних типа этих последовательностей. В слоистых толщах линзовидные и нитевидные мигматиты (см. рис.24), возникающие в начале процесса, сменяются ленточными и реже – неравномерно-полосчатыми (см. рис.29). Затем наступает стадия образования ветвистых и сетчатых мигматитов (см. рис.26). Обращает на себя внимание то, что по мигматизированным породам (ленточным мигматитам) в этом случае могут возникать слабо мигматизированные породы (ветвистые мигматиты).

В дальнейшем возможен переход к брекчевидным и линзовидно-брекчевидным мигматитам, а позже – к пятнисто-теневым и просто к гомогенным гранитоидам, которые интерпретируются как диатектиты. Их формирование часто знаменует переход к этапу средней, сильной и очень сильной мигматизации с последовательным образованием неравномерно-полосчатых, слоисто-полосчатых, тонкослоистых линзовидно-брекчевидных, флюидальных мигматитов, а также небулитов всех видов. Характерно формирование на заключительных этапах мигматизации в пределах протяженных зон сетчатых, брекчевидных и линзовидно-брекчевидных мигматитов, локальность проявления которых свидетельствует о затухании процесса. Такой тип последовательности рассматривается (Эволюция..., 1981). как отражение смены во времени почти чистого анатексиса в диатексиса преимущественным проявлением гранитизации из-за быстрого прогрева толщ и сравнительно медленного переноса масс флюидными потоками.

Другой тип последовательности отличается сильным проявлением гранитизации на ранних стадиях процесса. Возникают слоисто-полосчатые и гнейсовидно-теневые мигматиты. А уже по последним и по мере нарастания степени мигматизации последовательно формируются линзовидные, нитевидные и ветвистые, неравномерно-полосчатые, ленточные, сетчатые и брекчевидные. Два последних вида часто образуют самостоятельную генерацию и обнаруживают переход к линзовидно-брекчевидным мигматитам и к гомогенным гранитам, рассматриваемым как диатектиты. Последующая их консолидация может иметь в качестве следствия формирования одной или нескольких генераций слоисто-полосчатых мигматитов. Такой тип последовательности рассматривается как отражение опережающего массопереноса по отношению к прогреву метаморфизующегося комплекса пород (Эволюция ..., 1981).

В том случае, если полимигматиты являются результатом более чем одного цикла ультраметаморфизма, будет еще более сложная последовательность образования морфологических видов мигматитов.

Метатектиты как категория пород, образованных при ультраметаморфизме разными путями, в отличие от смешанных пород – мигматитов, в большинстве случаев удобно классифицировать по составу, опираясь на принципы систематики интрузивных пород преимущественно среднего и кислого состава. Так, в целом метатектиты амфиболитовой фации следует называть гранитоидными. Что же касается метатектитов гранулитовой фации, то применительно к ним разработана специальная систематика и номенклатура,

отличные от таковых в классе магматических пород. Значительная их часть относится к чарнокитоидам. С помощью этих терминов могут быть описаны многочисленные семейства метатектитов. Вместе с тем, некоторые из них, безгиперстеновые, формально не относятся к чарнокитоидам и могут, подобно ультраметаморфогенным образованиям амфиболитовой фации, рассматриваться как гранитоидные метатектиты.

Эти ультраметаморфические породы охватывают лейкосому мигматитов по самому разнообразному субстрату, а также в полном объеме небулыты, или теневые мигматиты, как продукты гранитизации метаморфических пород и их диатексиса. Последние отличаются крайне неоднородным составом, варьирующим в полном гранитоидном (или чарнокитоидном) диапазоне, что отличает их от магматических пород. С метатектитами тесно ассоциируют базифицированные породы, слагающие мелансому мигматитов. Их состав бывает весьма специфичным, трудно сопоставимым как с составом гранитоидов и чарнокитоидов, так и с габброидами и гипербазитами, что заставляет их классифицировать самостоятельно, выделяя специальную группу базификатов. Так как они, за исключением некоторых биотитовых меланосом, не обладают четко выраженной кристаллизационной сланцеватостью, то чаще всего их можно называть бластолитами. В противном случае они ничем не отличаются от метаморфических пород и могут называться гнейсами или кристаллическими сланцами в зависимости от минерального состава. Необходимо иметь в виду, что базификаты могут быть результатом переотложения оснований, мобилизованных при гранитизации или кислотном выщелачивании расплавов, либо следствием обогащения пород фемическими компонентами при выплавлении гранитоидных составов. Тогда они являются реститами. Но этот термин имеет четкое генетическое содержание и его не следует применять при первичном описании ультраметаморфических комплексов.

Разновидностью метатектитов являются небулыты, или теневые мигматиты, которые в отличие от остальных метатектитов имеют собственные названия: гранито (гранодиорто-, тоналито- и т.д.)-гнейсы, которые применяются для обозначения гранитизированных пород в отличие от гнейсо-гранитов, гнейсо-гранодиоритов и т.д., относящихся к разгнейсованным первично-магматическим интрузивным породам.

По условиям формирования выделены подклассы метатектитов (табл. I4): высоко- (гранулитовая фация) и среднетемпературный (амфиболитовая фация); а также следующие группы по составу: диорит-плагиогранитная, гранодиорит-гранитная, монцонит-сиенитовая, габброидная¹ и базификатная. Такая группировка принята потому, что объединенные таким образом горные породы чаще всего образуют естественные ассоциации, будучи генетически связанными друг с другом. На пересечении рядов и групп выделяются разнообразные семейства метатектитов.

¹ Выделение габброидной группы метатектитов представляется спорным. (Примеч. ред.).

Таблица 14

Классификация метатектитов

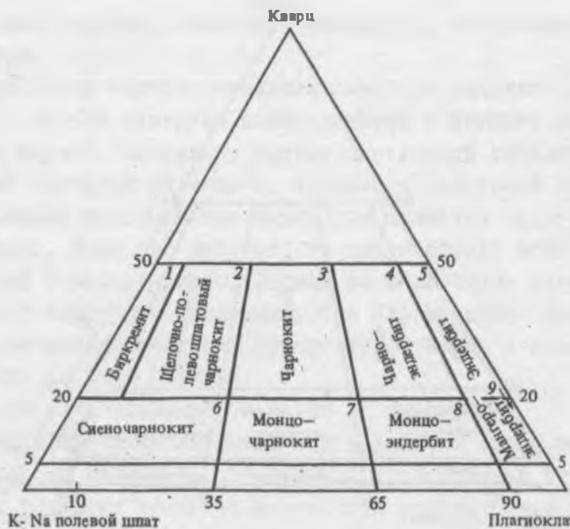
Подкласс	Группа (по составу)		
	диорит-плагиогранитная	гранодиорит-гранитная	монцонит-сиенитовая
Высокотемпературный (гранулитовая фация)	I.1. Эндербитовых метатектитов I.2. Диоритовых, тоналитовых и трондьемитовых метатектитов	I.3. Чарнокитовых метатектитов I.4. Гранат-кордиеритовых метатектитов I.5. Щелочно-чарнокитовых биркремитовых метатектитов	I.6. Монцонит-эндербитовых метатектитов I.7. Монцочарнокитовых метатектитов I.8. Сиеночарнокитовых метатектитов
Среднетемпературный (амфиболитовая фация)	2.1. Амфиболовых тоналитовых трондьемитовых и диоритовых метатектитов 2.2. Гранат-кордиеритовых диоритовых, тоналитовых и трондьемитовых метатектитов	2.3. Гранодиоритовых и адамеллитовых метатектитов 2.4. Гранитных и аляскитовых метатектитов	2.5. Монцонитовых и мигеритовых метатектитов 2.6. Монцодиоритовых метатектитов 2.7. Сиенитовых метатектитов

* Слово "семейство" здесь и далее опущено.

Примечание. Виды (породы) в семействе выделяются по минеральному составу. Термин образуется следующим образом: гранат-биотитовый тоналитовый метатектит (или гранито-гнейс) и т.д.; с высокотемпературными метатектитами ассоциируются семейства базификаторов: пироксеновых бластолитов, гранат-кордиеритовых бластолитов; со среднетемпературными – семейства амфиболовых и биотитовых бластолитов и гранат-кордиеритовых бластолитов.

Подкласс высокотемпературных метатектитов объединяет чарнокитоиды, систематика которых разработана в ИГД (Шемякин, Шуркин, 1974). В диорит-плагиогранитной группе (рис. 40, поля 5 и 9) наряду с эндербитами (в том числе мангеро-эндербитами или эндербито-гнейсами) выделяются гранат-кордиеритовые (безгиперстеновые) диоритовые, тоналитовые, трондьемитовые метатектиты (I.2; см. табл. 14), слагающие жильный материал в одноименных гнейсах или в амфиболитах. В последнем случае четко проявляется их главное геохимическое свойство – повышенная кислотность, чем это семейство отличается от I.1.

В группе гранодиорит-гранитных метатектитов выделяются два аналогичных семейства – более щелочных чарнокитов (чарнозендербитов и чарнокито-гнейсов) (I.3) и более кислых гранат-кордиеритовых гранитных метатектитов (I.4), отвечающих полям 3 и 4 (см. рис. 40). Кроме того, к этой группе относятся щелочные чарнокиты и биркремиты (см. табл. 14, I.5; поля 1 и 2 см. рис. 40). Среди последних особо выделяются некоторые аляскиты западной части Алданского щита, формирующие небольшие тела небулитов.



Р и с. 40. Систематика чарнокитоидов

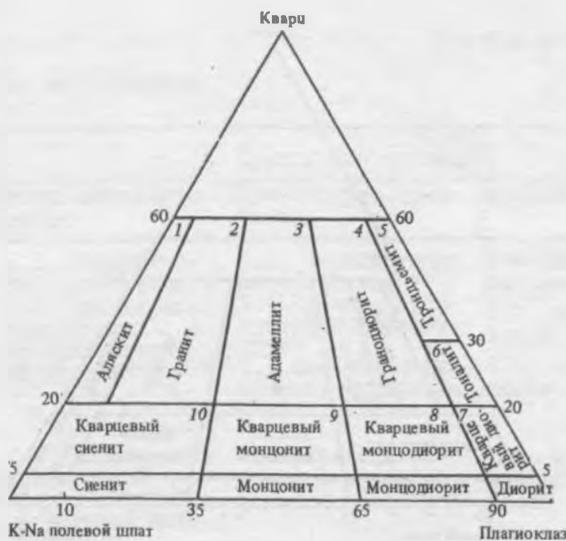
В монцонит-свенитовой группе можно выделять монцозандербиты (I.6), монцочарнокиты (I.7) и сиеночарнокиты (I.8), которые одинаково часто выступают как в виде лейкосомы обычных мигматитов, так и небутидов (см. рис.40, поля 6, 7 и 8). Семейство I.8 крайне ограничено распространено, тогда как I.6 и I.7 довольно часто развиваются по субстрату основного состава, чем определяется их повышенная щелочность.

Выделение габбродной группы обусловлено необходимостью описания явлений, природа которых проблематична. Это метагаббро-коритовые и метагаббро-анортозитовые метатектиты^I, отличающиеся друг от друга кислотностью. Существующие представления о происхождении пород не накладывают никаких ограничений на применимость предлагаемых терминов, которыми можно пользоваться независимо от генетических представлений. Они могут быть полезными для описания продуктов низкокорового или мантийного анатексиса.

Среди базификатов, слагающих меланосому чарнокит-мигматитов, выделения заслуживают два семейства: пироксеновых и гранат-кордиеритовых меланократовых бластолитов, участвующих в строении мигматитов, лейкосома которых представлена метатектитами семейств I.1, I.3 и I.2, I.4 соответственно.

Ряд среднетемпературных метатектитов (амфиболитовая фация) объединяет гранитоидные метатектиты (рис.41) и связанные с ними базификаты.

^I См. примеч. на с. II9.



Р и с. 4I. Систематика гранитоидов

В диорит-плагиогранитной группе выделяются два семейства: амфиболовых диоритовых, тоналитовых, трондьемитовых метатектитов, в равной мере выступающих в качестве лейкосомы мигматитов и в качестве небулитов, или диорита (тоналито-, трондьемито-) гнейсов (см.табл.14,2.1) и гранат-кордиеритовых тоналитовых трондьемитовых метатектитов (2.2), чаще образующих лейкосому мигматитов, чем небулитов (см.рис.4I, поля 5,6 и 7). По условиям щелочности они близки к семействам I.1 и I.2 гранулитового ряда.

Гранодиорит-гранитная группа включает наиболее распространенные семейства: гранодиорит-адамеллитовых (2.3) и гранитных, и аляскитовых (2.4) метатектитов, образующих жильный материал мигматитов и тела небулитов, порой очень крупных размеров, например, становые гранито-гнейсы в Восточной Сибири. В семейство 2.3 объединены гранитоидные метатектиты широко варьирующей щелочности. В отличие от гранулитовой фации образования, соответствующие более узкому интервалу щелочности, терминологически не выделяются, что определило нерасчлененность этого семейства.

В монцонит-сиенитовую группу объединены редко встречающиеся семейства монцонитовых и мангеритовых (см.табл.14,2.5;рис.4I, поле 9) и сиенитовых (2.6; на рис.4I, поле 10) и монцодиоритовых (2.7;поле 8 на рис.4I) метатектитов (включая соответствующие им небулиты).

В группе базификатов выделяются семейства амфиболовых и гранат-кордиеритовых бластолитов или соответствующих им по составу

кристаллических сланцев, слагающих меланосому интенсивно мигматизированных гнейсов.

Виды горных пород внутри названных семейств выделяются по минеральному составу, причем минералы перечисляются в порядке возрастания их количества в породе. Например, гранат-биотитовый тоналитовый метатектит - жильный материал мигматита, имеющий тоналитовый состав, в котором преобладающим темноцветным минералом является биотит, а второстепенным - гранат. Если это не будет, то такую породу можно назвать гранат-биотитовый тоналито-гнейс. Породу из меланосомы мигматитов можно назвать гранат-кордиерит-силлиманитовым бластолитом. Если же в ее составе в заметных количествах присутствуют кварц и полевой шпат, то она может быть названа гнейсом.

Предложенную классификацию легко дополнить, если в процессе изучения ультраметаморфизма будут найдены новые виды, семейства и группы пород. В частности, расширение исследований этих процессов в низах коры и в мантии увеличит количество информации о габброидной группе метатектитов, что усложнит и расширит классификацию в ряду высокотемпературных образований. Весьма схематичны наши представления о базификатах. Если будет проведена их систематика на фациальной основе, придется серьезно пересмотреть и дополнить предложенную здесь классификацию. Но при этом необходимо сохранять принцип ее построения.

Глава 7. Систематика и номенклатура метасоматических пород

Предлагаемая работа отражает попытку авторов разработать классификацию метасоматических пород в соответствии со схемой, предложенной Терминологической комиссией Петрографического комитета. Для всех горных пород, независимо от их генезиса, было рекомендовано использовать одни и те же иерархические классификационные подразделения: тип, класс, группа, ряд, семейство, вид, разновидность. Основные трудности в решении этой задачи связаны с тем, что используемые для целей классификации признаки сильно зависят от того, к какому генетическому типу принадлежит горная порода. В одних случаях это может быть минеральный состав, в других - структура, в третьих - тип растворов, с которыми связано образование пород, в четвертых - условия образования, в пятых - сочетание двух или более признаков и т.д. Соответственно смысловое содержание приведенных выше классификационных терминов существенно зависит от того, к какому генетическому типу принадлежит порода.

Другая трудность заключается в том, что по отношению к метасоматическим породам в литературе уже достаточно прочно утвердились определенные классификационные понятия, которыми охватываются закономерно проявляющиеся в природе совокупности метасоматических образований. Естественно, что, вводя новые термины, необходимо четко показать их соотношение с общепринятыми. В работе авторы ставят цель: а) усовер-

шествовать ранее разработанную классификацию метасоматических пород, б) построить систематику в соответствии с классификационными подразделениями, предложенными Терминологической комиссией Петрографического комитета.

Отличительные признаки метасоматических пород

Метасоматозом называется процесс преобразования горных пород, происходящий путем замещения одних минералов другими с сохранением твердого состояния породы в целом и сопровождающийся изменением их химического состава. В отличие от метаморфизма, при метасоматозе состав пород изменяется главным образом лишь в отношении воды и углекислоты.

Важной особенностью метасоматитов является зональное строение. В общем случае каждое метасоматическое тело сложено серией зон, характеризующихся определенным минеральным составом. Соответственно строение метасоматического тела может быть описано определенной метасоматической колонкой, в которой отражен минеральный состав всех зон - от передовой, состав которой определяется составом исходной породы, до внутренней - тыловой, состав которой зависит от состава раствора.

Наконец, еще одна особенность метасоматоза - стремление к мономинеральности. В общем случае по направлению от внешних к внутренним зонам количество минералов уменьшается и в условиях интенсивно проявленного метасоматоза в центральной части метасоматического тела может образоваться мономинеральная внутренняя зона.

В составе метасоматитов принимают участие три вида минералов: а) минералы, образованные в процессе метасоматоза; б) минералы исходных пород, сохраняющие устойчивость при метасоматозе; в) реликтовые, не полностью замещенные минералы исходных пород, которые хотя и не устойчивы при метасоматозе, но в силу различных причин, способствующих незавершенности метасоматических реакций (неравномерная проницаемость пород, низкая температура и др.), сохранились в метасоматически преобразованных породах.

Перечисленные признаки являются главными критериями для отнесения пород к классу метасоматитов. Одним из широко используемых признаков метасоматоза является фиксируемое макроскопически или под микроскопом псевдоморфное замещение одних минералов другими¹.

Принципы классификации метасоматитов

Идеальная схема любой классификации может быть символически выражена рядом: кирпич-дом-квартал-город, т.е. в ней должны присутствовать элементы как более низких, так и более высоких уровней организации. Этот

¹ Этот признак полезный для диагностики метасоматических пород, но не однозначный, так как реакционные соотношения характерны также для магматического процесса и для магматического замещения, в частности - гранитизации. (Примеч. ред.).

принцип полностью соответствует рекомендациям Терминологической комиссии Петрографического комитета.

Опыт, накопленный в области классификации различных геологических образований, убедительно показывает, что любые классификационные категории получают широкое признание лишь в случае, если они объективно отражают систематически встречающиеся в природе сообщества минералов, горных пород, руд и т.д. По отношению к метасоматическим породам такими классификационными категориями являются следующие.

1. Зона метасоматической колонки, представляющая природное тело, сложенное определенным парагенезисом минералов, находящихся в равновесии. Зона колонки является начальным единичным членом иерархической лестницы классификационных категорий в отношении метасоматических образований. Зоны колонки могут быть зафиксированы обычными геологическими методами с помощью документации и микроскопического изучения. В соответствии с предлагаемыми иерархическими подразделениями метасоматическую породу, представляющую конкретную зону колонки, следует относить к виду. Последний определяется в основном по минеральному составу метасоматической зоны, например, кварц-топазовый грейзен, гранат-пироксеновый скарн, кварц-алунитовый вторичный кварцит и т.д. Вид может быть определен и в тех случаях, когда формационная принадлежность метасоматитов точно не установлена. В таких случаях в название вида добавляется слово "метасоматит", подчеркивавшее именно метасоматический генезис породы, например, кварц-алунитовый метасоматит, альбит-анкерит-хлоритовый метасоматит, ортоклаз-хлоритовый метасоматит и т.д.

2. Метасоматическая колонка, представляющая совокупность метасоматических зон, расположенных в определенной последовательности. Метасоматическая колонка образуется в результате воздействия на породы растворов определенного типа. Совокупность метасоматических пород, образующих конкретную метасоматическую колонку, ранее было принято выделять в качестве "метасоматической фации". Метасоматическая фация в работах, посвященных систематике метасоматических пород, рассматривалась в качестве единичного элемента классификации (Хариков, Омельяненко, 1978; Омельяненко, 1975). В соответствии с новыми классификационными подразделениями термин "метасоматическая фация" следует заменить термином "семейство метасоматических пород", рассматривая эти понятия как синонимы. Таким образом, термином "семейство" объединяется совокупность метасоматических пород, характеризующихся закономерным сочетанием минеральных парагенезисов в единой метасоматической колонке.

3. Метасоматическая формация, представляющая совокупность метасоматических пород, образованных под воздействием растворов определенного типа. Формация является главной классификационной категорией. Многие метасоматические формации, такие как грейзены, известковые и магнезиальные скарны, вторичные кварциты, прошиллы и др., в настоящее время хорошо изучены и в качестве указанного классификационного подразделе-

ния прочно вошли в геологическую литературу. Соотношение между фацией и формацией удобно показать на примере грэйзенов. В результате воздействия грэйзенизирующих растворов на породы различного исходного состава формируются метасоматиты с широкими вариациями минерального и химического составов. Например, апогранитные грэйзены существенно отличаются от апокарбонатных. Соответственно правомерно выделять фации в зависимости от состава исходных пород. Кроме того, в силу различных причин грэйзенизирующие растворы могут варьировать в определенных пределах по концентрации тех или иных компонентов (особенно фтора, бора, лития и др.), температуре, кислотности, что может являться причиной разнообразия метасоматических колонок. В результате могут быть выделены фации (семейства) в зависимости от активности тех или иных компонентов в растворе, температуры, кислотности и других параметров. Следовательно, если конкретная колонка (семейство или фация) может быть описана совокупностью входящих в него метасоматических зон (видов), то метасоматическая фация¹ может быть описана совокупностью входящих в него фаций (семейств). Очевидно, что в соответствии с новыми классификационными подразделениями термину "метасоматическая формация" соответствует термин "метасоматический ряд". Дальнейшая группировка формаций (рядов) до настоящего времени не разработана. Были предприняты лишь некоторые попытки в этом направлении. В частности, Б.И.Омельяненко (1978) было предложено выделять группы родственных (сопряженных) метасоматических формаций, представляющих последовательные продукты воздействия растворов, порожденных одним источником. Такие группы можно выделять в зависимости от типа магматизма, глубинности его проявления, эволюции состава флюидов и других признаков.

Указанному понятию примерно соответствует пневмато-гидротермальная формация А.Е.Шлыгина (Шлыгин, Нурлыбаев, 1980), а также региональная метасоматическая формация Б.В.Люшева (Методика..., 1981). Преимуществом такой группировки является генетическая ее основа, предусматривающая объединение сообществ метасоматических формаций, связанных единством источника. Такая группировка несомненно удобна и полезна при металлогенетических исследованиях. Однако крупным недостатком данной группировки является труднодоказуемость генетической взаимосвязи различных метасоматитов, объединенных в такие сообщества.

Для целей систематики и номенклатуры метасоматических пород удобным представляется объединение рядов (формаций) по направлению химизма метасоматического процесса. В этом отношении можно выделить четыре группы метасоматитов: кислотные, образование которых сопровождается привносом кислотных компонентов и выносом оснований; щелочные – привнос щелочных металлов, вынос кремнезема и щелочно-земельных компонентов;

¹ Более детально содержание понятия "метасоматическая формация" рассмотрено в работах В.А.Харикова и Б.И.Омельяненко (1956, 1959, 1975, 1978).

щелочно-земельные - привнос щелочных земель, вынос кислот; контактово-реакционные, образующиеся путем перераспределения элементов между существенно различающимися по химическому составу средами, при участии раствора, способствующего перемещению петрогенных компонентов диффузионным или инфильтрационным способом. В зависимости от того, отделяется ли флюид из продвигающегося расплава или при его консолидации, в группе контактово-реакционных метасоматитов правомерно выделять подгруппу метасоматитов магматической (магматического замещения) и постмагматической стадий.

Термины, применяемые для наименования метасоматических рядов (формаций)

Для наименования метасоматических рядов наиболее удобны термины, которые с самого начала своего возникновения обозначали совокупности пород, образованных под воздействием растворов определенного типа (например, магнезиальные скарны, гумбейты, эйситы, фениты). Некоторые из этих терминов со временем приобрели формационный смысл, хотя первоначально обозначали породу определенного состава и внешнего вида. К таким терминам, например, относятся грейзен и березит. Употребление таких терминов в широком формационном смысле встречает возражения некоторых исследователей (Рундквист и др., 1971). Они считают, что за термином следует оставлять их первоначальный смысл и разделять понятия "грейзен" и "грейзеновая формация", "березит" и "березитовая формация". Приходится, однако, констатировать, что в первоначальном смысле указанные термины - такие как скарн, вторичный кварцит, пропилит и другие, практически не используются и в подавляющем большинстве работ им придается формационный смысл. Такую трактовку сохранили и авторы данной главы, выделяя ряды метасоматитов как эквиваленты метасоматических формаций.

Часть широко используемых терминов содержит в основе характерные новообразованные минералы или привнесенные химические элементы. Такие термины характеризуют не всю совокупность минеральных и химических преобразований, связанных с тем или иным метасоматическим процессом, а лишь их незначительную часть.

В зависимости от исходного состава пород явления, подчеркнутые терминами, могут проявляться достаточно ярко, угнетенно или совсем не проявляться. Например, альбитизация с образованием альбититов проявляется лишь в породах аллюмосиликатного состава, а при воздействии тех же растворов на железистые кварциты образуются эгиринаты, кварц-эгириновые или эгирин-магнетитовые метасоматиты. Вместе с тем, приходится признать, что по отношению к определенной части метасоматитов некоторые из указанных терминов в последние годы приобрели формационное значение. Это в первую очередь связано с выходом обобщающих работ, в которых охарактеризованы формационные особенности метасоматитов. Так, формация альбитизированных гранитов всесторонне охарактеризована П.В. Ковалем (1975), А.А. Беусом и др. (Альбитизированные граниты ..., 1962), кварц-турмалин-хлоритовые метасоматиты описаны

Таблица 15

Систематика в классе метасоматитов

А. Группа кислотных метасоматитов

Ряд (формация)	Семейство (фация)
I. Аргиллизиты фумарольно-сольфатарные и гидротермальные	Каолинитовое, монтмориллонитовое, гидрослюдистое
2. Березиты - листвениты	Карбонатное, хлоритовое, пиритовое, гематитовое и др.
3. Кварц-серицитовые метасоматиты	Актиноолит-эпидотовое, хлорит-эпидотовое, хлорит-карбонатное
4. Пропилиты	Диккит-диаспоровое, пирофиллит-диаспоровое, альунитовое, серицитовое, домортьеритовое, турмалиновое, андалузитовое и др.
5. Вторичные кварциты	Турмалин-(актинолит)-хлоритовое, турмалин-серицитовое, кальциево-бороциликатное и др.
6. Кварц-турмалиновые метасоматиты	Мусковитовое, цинкальдитовое, топазовое, флюоритовое и др.
7. Грейзены	Калишпатовое, альбитовое
8. Кварц-полевошпатовые метасоматиты	Кланитовое, сильманикитовое, мусковитовое, кордиеритовое и др.
9. Кварц-кианит(силлиманит)-мусковитовые метасоматиты	Актиноолит-эпидотовое, хлорит-эпидотовое
10. Кварц-амфибол(хлорит)-эпидот-полевошпатовые метасоматиты	Антигоритовое, хризолитовое, лизардитовое
II. Серпентиниты по гипербазитам	Тремолитовое, тальк-магнезитовое
12. Тальк-карбонатные метасоматиты	Б. Группа щелочных метасоматитов
I3. Натриевые метасоматиты (альбититы)	Эгирин-рибекитовое, эпидот-хлоритовое, кальцит-хлоритовое
I4. Микроклиновые метасоматиты	-
I5. Альбит-микроклиновые метасоматиты	-
I6. Нефелиновые метасоматиты	-
	В. Группа щелочно-земельных метасоматитов
17. Камафориты	-
18. Карбонатиты	Кальцитовое, доломитовое и др.
19. Эпидот-альбит-кальцитовые метасоматиты	-
20. Амфибол-хлоритовые метасоматиты	Амфиболовое, хлоритовое
21. Хлорит-карбонатные метасоматиты	Кальцитовое, анкеритовое, хлоритовое
22. Цеолит-монтмориллонитовые метасоматиты	Морденит-гейландитовое, ломонит-десминовое

Таблица 15 (окончание)

В. Группа щелочно-земельных метасоматитов

23. Апатит-гематит-кварц-карбонатные метасоматиты

24. Кордиерит-биотитовые метасоматиты

Биотитовое, кордиерит-биотитовое

Г. Группа контактово-реакционных метасоматитов

Подгруппа метасоматитов магматического фронта

25. Калиевые метасоматиты

Ортоклазовое, биотит-ортоклазовое

26. Кремнешелочные метасоматиты

27. Фениты

Оливиновое, пироксеновое, биотитовое, щелочно-амфиболовое

28. Магнезиальные скарны магматического этапа

Форстерит-шишельевое, монтичелитовое, гиперстеновое и др.

Подгруппа постмагматических метасоматитов

29. Магнезиальные скарны

Флогопитовое, паргаситовое и др.

30. Оливиновые, пироксеновые и актинолитовые метасоматиты

Оливиновое, пироксеновое, актинолитовое

31. Известковые скарны

Волластонитовое, пироксен-гранатовое, пироксен-эпидотовое и др.

П р и м е ч а н и е. Прочерк – семейства не выделены.

И.Н. Кигаем (1966) и т.д. Значительная часть терминов, построенных по указанному принципу, прочно вошла в литературу, геологические словари и отчеты. Это заставляет использовать в предлагаемой классификации термины, построенные по различному принципу.

В классификации не использованы некоторые термины, получившие достаточно широкое распространение. Например, так называемые апограниты, с исчерпывающей полнотой описанные А.А.Беусом и др. (Альбитизированные граниты..., 1962), представляют не что иное, как граниты, преобразованные процессами альбитизации, кварц-полевошпатового метасоматоза и частично грейзенизации. Поэтому формации (ряды) альбитизированных гранитов, кварц-полевошпатовых метасоматитов и грейзенов полностью включают апограниты по А.А.Беусу и др.

Следует отметить, что в геологической литературе по отношению к одним и тем же метасоматитам нередко используются различные наименования. В предлагаемой классификации (табл. 15) нами использованы наиболее широко распространенные названия, в скобках же указаны другие термины, которые встречаются в литературе.

Глава 8. Классификация и номенклатура регионально-метасоматических пород

Метасоматоз – процесс химического, минерального, структурного и текстурного преобразования горной породы без изменения ее фазового состояния, протекающий под действием фильтрующегося флюида в градиентном поле температуры, давления и концентрации подвижных компонентов. В отличие от осадконакопления, приуроченного к земной поверхности с низкими параметрами температуры и давления, или магматизма, протекающего эпизодически в узком интервале четко ограниченных Р-Т-параметров, метасоматоз как и метаморфизм, может быть проявлен в большом объеме литосфера, на протяжении длительного этапа геологической истории при вариации температуры и давления, достигающей, соответственно, трех и четырех десятичных порядков¹.

Метасоматоз теснейшим образом связан с другими петрогенетическими процессами. В зонах гипергенеза он широко проявлен при низких температурах и давлении, в зонах диагенеза и метаморфизма – при повышенных Р-Т-параметрах, в дальнейшее повышение этих параметров ведет к постепенному смыканию метасоматоза с процессами литосферного магмообразования. Следует особо отметить, что метасоматоз часто обуславливает магматизм, опережая и завершая его (Казицин, 1979).

"Перекрытие температурными интервалами метасоматизма температурных интервалов развития всех других процессов преобразования горных пород говорит о его сквозном характере по отношению к другим явлениям петрогенеза. Это сказалось даже на петрографической классификации пород. Если для пород, образовавшихся при выветривании, диагенезе, метаморфизме и магматизме, имеются достаточно подробные классификации, то для метасоматических пород таких общих классификаций практически нет" (Поспелов, 1973, с.51). Это утверждение, высказанное более десяти лет назад, актуально и в настоящее время.

Многообразие форм метасоматоза порождает многообразие минеральных ассоциаций, структур и текстур метасоматических горных пород, часто сходных с породами иного генезиса, – конвергентность объектов исследования сильно усложняет систематику и особенно терминологию метасоматических образований (Царев, 1978). Отсутствует, по существу, даже единый принцип наименования метасоматитов. Так, некоторые метасоматические породы, преимущественно связанные с контактово- и автометасоматическими процессами постмагматической стадии, имеют собственные названия: сквиргейзен, аргиллизит и др. Иные названы по доминирующему минералу: альбитит, серицитолит, фельдшпатолит и др. Обширная группа метасоматитов названа по ведущей минеральной ассоциации с добавлением "ключевого слова" процесса: тальк-карбонатные метасоматиты, кварц-альбит-микроклино-

¹ Такое понимание является расширенным, охватывает, по существу, все твердофазовые изменения состава пород и чаще обозначается в настоящее время термином "аллохимический метаморфизм". (Примеч. ред.).

ые метасоматиты и др. Для целого ряда метасоматических пород, обладающих конвергентными признаками минерального состава и структуры, названия совпадают с названиями пород других генетических типов: метаморфического (амфиболит, кварц-мусковитовый сланец), магматического (гранит, анортозит), осадочного (кварцит). В этом случае в термин опять-таки вводится определение генезиса породы – метасоматический амфиболит или конструируется какое-либо словосочетание вроде "вторичный кварцит" (как будто осадочный кварцит – первичная порода). Попытка создания новых названий, как правило, успеха не имеет (Беляев, Рудник, 1978).

В настоящее время без серьезных подготовительных работ нет основания надеяться на исправление этого сложного положения метасоматической терминологии. Все эти наименования широко рассеяны в отечественной и зарубежной литературе и эпизодическое переименование отдельных пород вызывает только излишний информационный шум. В данной работе употребляются общепризнанные названия пород, преимущественно по формальному признаку минерального состава, структуры и текстуры с акцентом на их метасоматический генезис, несмотря на то, что сходные с ними породы встречаются в других генетических группах.

Особая специфика метасоматических горных пород заключается в том, что они обычно насыщают в себе черты новообразования и исходного субстрата – породы иного происхождения. Эта двойственность сильно усложняет проблему терминологии и классификации метасоматитов, часто относимых в той или иной мере к измененным породам магматического, метаморфического или осадочного генезиса с присущей им породой этого класса номенклатурой. "Учитывая возможность любой степени замещения, следует различать сингнетическую ассоциацию минералов и связывающую их структуру и эпигенетическую ассоциацию минералов и связывающую их структуру новообразованных пород, выделяя измененные породы в качестве полипородных агрегатов" (Методика..., 1981, с.12).

В одной метасоматической колонке от внешней к внутренней зоне с возрастанием интенсивности метасоматической проработки субстрата первоначальные минеральные и структурные признаки его постепенно теряются и порода приобретает черты,ственные метасоматическому генотипу. Состав субстрата оказывает существенное влияние на интенсивность метасоматического процесса, а часто и на его завершенность, но не на тип химико-минарального преобразования, зависящий исключительно от характера тепло-массопереноса и состава фильтрующегося флюида (Региональные... формации, 1983). Этот факт подчеркивается независимостью минеральной ассоциации полнопроявленного метасоматита внутренней зоны или предельной породы процесса от состава субстрата. Поэтому состав субстрата необходимо учитывать при изучении конкретных геологических объектов (колонок), но можно игнорировать при классификации метасоматических образований. Вид метасоматита определяется устойчивой минеральной ассоциацией и не зависит от экстенсивности ее проявления (Методика..., 1981). Поэтому ме-

тасоматиты внутренней зоны при классификации объединены вместе с продуктами преобразования всех промежуточных зон колонки в единый таксон.

Несмотря на сложность проблемы систематики столь слабо формализованных объектов, в последние годы опубликовано несколько классификаций метасоматических горных пород (Хариков, Омельяненко, 1978; Беляев, Рудник, 1978; Методика..., 1981; Иданов и др., 1982). В теоретический фундамент этих классификаций положена концепция Д.С.Коржинского (1957а), о кислотно-основном взаимодействии компонентов флюида и фильтрующей среды и об "опережающей волне кислотности" метасоматизующих флюидов как главном факторе эволюции метасоматического процесса. Однако большинство классификаций охватывает только определенную ограниченную область проявления всего многообразия метасоматических объектов. Так, в классификации В.А.Рудника и Г.М.Беляева подробно рассмотрены щелочные метасоматиты и даже предложены для них новые названия – аббревиатуры из первых букв породообразующих минералов. Сопряженные метасоматиты кислого и основного профиля в этой классификации рассматриваются только как по-путные продукты щелочного метасоматоза.

Детальная классификация Е.В. Плещева и др. (Методика..., 1981) охватывает средне- и низкотемпературные метасоматиты-гидротермалиты послемагматической стадии. Классификация В.А. Харикова и Б.М. Омельяненко базируется на положении о прямой зависимости метасоматоза и метасоматического рудообразования от магматизма и фактически является систематикой контактово- и автометасоматических образований. Эти авторы выделяют метасоматиты, связанные с ультраосновным, гранитным, щелочным и ультраосновным-щелочным типами магматизма с соответствующими стадиями магматической и послемагматической деятельности. В этой классификации сопряженный процесс отложения слабых оснований (железо-магнезиальный и кальциевый метасоматиты) рассматривается только в связи с зоной кислотного выщелачивания.

Таким образом, назрела необходимость единой классификации региональных метасоматических образований, сформированных в широком диапазоне температур и при различной тенденции химического преобразования системы. Ранее нами (Региональные...формации, 1983) была предпринята попытка создания подобной классификации для региональных метаморфо-метасоматических формаций. На ее основе построена предлагаемая ниже классификация метасоматических горных пород.

Принципы классификации регионально-метасоматических пород

В естественных науках существуют три фундаментальных принципа систематики. Во-первых, всякая система основывается на внутренней (имманентной) упорядоченности данной ассоциации. Во-вторых, всякая систематика подчиняется аристотельской логике, т.е. низший таксон в логическом смысле определяется высшим таксоном и специфическими систематическими отличительными признаками. В-третьих, признаки таксонов различного ранга могут быть принципиально различными.

Эти фундаментальные принципы легли в основу выделения трех главных типов естественных классификационных систем. 1. Иерархическая, в частности филогенетическая, систематика характеризуется неравноценностью признаков таксонов различного ранга и четкой зависимостью таксономических единиц. 2. Комбинационная система, для которой типичны независимость и равноправие признаков таксонов любого ранга. 3. Коррелятивная (периодическая) система, в которой один или несколько доминирующих признаков определяют все остальные признаки таксонов. Существуют также смешанные системы, например, развивающаяся до какого-либо уровня как комбинационная, а далее как иерархическая.

Несмотря на общие принципы систематики и ограниченность типов естественных систем, "построить единую систему понятий для всех случаев многообразия органических (или неорганических) форм так же мало перспективно, как стремление создать единов орудие лова инфузорий, насекомых, птиц и китов" (Любичев, 1982, с.106). Поэтому вполне оправдан исторически сложившийся в петрографии дифференцированный подход к выбору типа системы и признаков таксонов одного ранга различных для разных генетических типов горных пород. Этим объясняется различие в признаках вида, рода в семействе магматических (Классификация..., 1981), метаморфических (Добрепцов и др., 1987) и метасоматических образований.

Предлагаемая классификация метасоматических горных пород относится к иерархической системе с различными доминантными признаками, определяющими каждый таксон: вид, род, семейство, класс. Элементарным неделимым членом этого таксономического ряда является индивиду, или конкретная горная порода. Кроме системных таксонов, в нашей классификации используются найерархические ассоциации, выделяемые по единому дополнительному признаку: группа, ряд и др.

Класс выделяется по генетическому признаку. В класс регионально-метасоматических пород входят горные породы, образованные в результате полного или частичного метасоматического замещения субстрата, протекающего в региональных масштабах и в эндогенном режиме. По определению, нами в этот класс не включены локальные контактовые или автометасоматические породы, детерминированные магматическими процессами, а также экзогенные метасоматические образования кор выветривания.

Спорным в систематике является отнесение к классу метасоматических пород так называемых ультраметаморфических образований. С одной стороны, они тесно генетически связаны с зонами корового гранитообразования и на максимуме своего развития естественным образом переходят в магматические гранитоиды. Но случайно такая типичная "ультраметаморфическая" формация, как мигматит-гранитовая, рассматривается в классе магматических формаций (Магматические...формации, 1979). С другой стороны, большинство исследователей (В.А.Глебовицкий, К.А.Шуркин и др.), и вместе с ними Петрографический комитет, согласны выделять самостоятельный класс ультраметаморфических горных пород как ассоциацию, переходную к магматическим образованиям. По определению Н.Г.Судовикова (1964), одного из

основоположников учения об ультраметаморфизме, этот процесс относится к региональному метаморфизму и протекает примерно в Р-Т-условиях высокотемпературной субфации амфиболитовой фации, сопровождаясь интенсивным проявлением щелочного метасоматоза или гранитизацией с развитием специфического мигматитового комплекса.

"До недавнего времени происхождение мигматитов связывалось исключительно с периодом погружения и кульминационного развития прогрессивного регионального метаморфизма, который выделялся под названием ультраметаморфизма. Однако в последние годы становится ясным, что развитие мигматитов большей частью завершает эволюцию метаморфических комплексов в послеинверсионный период их развития. Температура мигматизации нередко оказывается более низкой по сравнению с температурой кульминационной стадии регионального метаморфизма" (Маракушев, 1973, с.246). Следует добавить, что давление в этом случае также понижается, чему подтверждением – более низкая плотность мигматитов по сравнению с плотностью пород предшествующих им метаморфических комплексов. Следовательно, буквальное понимание термина "ультраметаморфизм" в отношении процесса гранитизации или мигматизации сейчас уже лишено первоначального смысла.

Гранитизация – главенствующий процесс "ультраметаморфизма", протекает при высоком или среднетемпературном щелочном метасоматозе (Рудник, 1975; Кушев, 1981) и продукты гранитизации являются неотъемлемыми членами сопряженной (комплементарной) метасоматической триады: щелочных, кислых и основных метасоматитов, развивающихся на векторе щелочно-кислотной эволюции фильтрующегося флюида в Р-Т-условиях амфиболитовой или гранулитовой фации регионального метаморфизма (Региональные..., 1983). Гранитизация протекает в режиме эндотермических химических реакций с аккумулятивным накоплением тепла (Кейльман, Минкин, 1977) и на максимуме может завершиться анатектическим плавлением антиатектического субстрата горной породы с формированием гранитоидного расплава.

При кислом и основном метасоматозе в сопряженной триаде химические реакции эндотермичны – происходит рассеяние тепла, причем новообразованные породы, как правило, имеют температуру плавления значительно выше температуры плавления гранитной аттектики, поэтому в этих членах триады анатексис не наблюдается, что, по мнению большинства исследователей, дает основания противопоставлять их продуктам щелочного метасоматоза, "ультраметаморфизма" и гранитизация. Однако, по мнению автора, гранитизация является метасоматическим процессом и поэтому применять в этом случае понятие "ультраметаморфизм" не следует и не рационально выделять самостоятельный класс ультраметаморфических горных пород, а метаморфические или метасоматические породы с признаками магматических образований следует рассматривать как смешанные ассоциации двух поколений (Метаморфические..., 1986), так как рассматриваются породы промежуточных зон метасоматической колонки, несущие признаки субстрата и новообразования.

Подкласс выделяется по упрощенному признаку термодинамических условий проявления метасоматоза, определяющих минеральную ассоциацию мета-

соматических пород при заданном их химическом составе. Выделение этого таксона базируется на сформулированном еще П. Эскола и детально разработанном в настоящее время принципе минеральных фаций метаморфических горных пород. Правомерность применения данного принципа к метасоматическим образованиям определяется тем, что "метасоматические процессы развиваются зонально в соответствии с зональностью прогрессивного этапа метаморфизма, для каждой зоны метаморфизма характерны типоморфные метасоматиты" (Буряк, 1975, с.10). В объеме класса метасоматитов выделяется пять подклассов: высоко-, повышенно-, средне- и два (I, II) низкотемпературных (давление принимается как функция от температуры или как признак, несущественный для систематики метасоматитов). Ассоциации пород этих подклассов сопоставимы с метаморфическими горными породами, сформированными в Р-Т-условиях гранулитовой, амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой, зеленосланцевой и пренит-пумпеллитовой фаций регионального метаморфизма.

Группа выделяется по признаку кислотности-щелочности среди формирования метасоматических горных пород, определяющей становление их устойчивой минеральной ассоциации в заданном интервале температуры метасоматического процесса.

Согласно концепции Д.С. Коржинского, фильтрующийся флюид изначально щелочного состава эволюционирует в сторону повышения своей кислотности (опережающая волна кислотности). Благодаря этому формируется единая сложная метасоматическая колонка. Во внутренней ее зоне развиваются щелочные метасоматиты – порода обогащается калием или натрием, а в раствор переходят слабые основания. В зоне кислого флюида протекает кислотное выщелачивание породы, сопровождающееся переходом в раствор одно- и двухвалентных оснований и рестиитовым накоплением высоковалентных амфотерных элементов. Изменение состава раствора ведет к его нейтрализации, что вызывает ряд реакций замещения и "осаждения компонентов раствора в порядке возрастания основности, т.е. базификации боковых пород" (Коржинский, 1966, с.8), – так формируется внешняя зона основных метасоматитов. По этому принципу выделяется сопряженная метасоматическая триада с зонами определенного химического профиля – щелочного, кислого и основного. Каждая группа метасоматитов отвечает одному элементу сопряженной метасоматической триады.

Намечается специфика развития метасоматических триад в зависимости от калиевого или натрового профиля инициального (раннего) щелочного метасоматоза (Региональные..., 1983). В метасоматитах калиевого профиля благодаря более сильным щелочным свойствам калия по сравнению с натрием преобразования субстрата в пределах всей триады проявлены более интенсивно и контрастно. В этом случае отчетливо различаются метасоматиты щелочной стадии – это либо существенно калиеватые, либо плагиоклазовые породы. Однако продукты кислотного выщелачивания и основного метасоматоза весьма склонны и отнести их к тому или иному инициальному профилю без изучения всей колонки триады бывает затруднительно, особенно

но это относится к породам подкласса низкотемпературных метасоматитов. Кроме того, наблюдается наложение продуктов калиевого метасоматоза на продукты более раннего натрового метасоматоза, что вызывает дополнительные затруднения при выделении метасоматитов чистой линии. Поэтому в данной классификации в объеме группы, по мере возможности, выделяются метасоматиты того или иного щелочного инициального профиля без объединения их в самостоятельный таксон.

Семейство – ассоциация пород, образовавшаяся в определенных условиях глубинности (соответствует конкретному подклассу), с одной стороны, а с другой – в определенном геохимическом режиме (соответствует конкретной группе).

Вид в естественно-научной классификации является низшей таксономической единицей. Выделение определенного вида – это не классификационный прием или какая-либо условная манипуляция, а объективное установление реально существующего факта (Комаров, 1940). Однако "среди признаков вида нет ни одного, который можно было бы использовать как естественный абсолютный видовой критерий. Один и тот же признак в разных группах может иметь совершенно различное таксономическое значение" (Завадский, 1968, с.150). Поэтому при выделении вида необходимо идти по пути конструирования комплекса признаков, чтобы получить четкое различие в системе видов.

В петрографической систематике видом является горная порода. В основу выделения вида метасоматических горных пород положен структурно-вещественный принцип, т.е. признак статистически устойчивой минеральной ассоциации, образовавшейся в процессе метасоматоза и находящейся в определенных структурных связях. В понимании вида существует некоторая двойственность. С одной стороны, вид – это элементарная единица систематики, а с другой – это индивид как представитель вида, сложенный элементами более низкого порядка, в данном случае – минералами. При выделении вида необходимо учитывать не только минеральную ассоциацию породы, но и состав минералов индивида, что заставляет привлекать признаки таксонов иной классификационной системы (минералогической).

В единое семейство объединяется вся ассоциация в различной степени изменения пород, в которых проявлены метасоматические преобразования, а типовым видом его, генотипом, обычно дающим название семейству, выступает порода внутренней (тыловой) зоны колонки или полнопроявленный метасоматит¹.

Характеристика семейств в работе приведена в отдельных таблицах, где в непрерывной метасоматической колонке условно выделяются три зоны: субстрата (исходной породы), промежуточного метасоматита и предельной породы внутренней зоны. Подобная конструкция позволяет наметить динамику

¹ Автор первоначально предлагал всю метасоматическую колонку (естественную ассоциацию пород) называть видом, но из общих принципов и предыдущей главы видно, что такая ассоциация включает ряд самостоятельных видов.

Таблица 16

Систематика метасоматических горных пород

Группа	Повышенно-температурых, 700-560°С	Среднетемпературых, 560-400°С	Низкотемпературных	
			400-250°С (I)	250-70°С (II)
Щелоч-ных	Метасоматический гранито-гнейс и метасоматический плагиогранит (Пл + Би + Кв)	Микроклинит (Ми + Би + Мус); гельсинкит (Ми + Аб + Эп + Кв); альбитит (Аб + Риб + ЭГ); нефелинит (Нф + ЭГ)	Гумбенит (Орт + Кв + Прт); альбитофир (Аб + Акт + Кв) + Ка + Гем)	Адулярит (Орт + Хл + Ка); эйсит (Аб + Хл + Ка + Гем)
Кис-лых	Кианитовый метасоматический кварцит (Кв+Ки+Мус); магнетитовый метасоматический кварцит (Кв + Мг)	Грейзен (Кв+Мус+Анд); гематитовый кварцит (Кв + Гем)	"Вторичный кварцит" (Кв+Сер+Анд+Ко); березит (Кв+Сер+Прт)	Аргиллизит (Кв+Ки+Сер)
Ос-нов-ных	Куммингтонитовый метасоматический амфиболит (Пл+Кум); роговообманковый метасоматический амфиболит (Пл+Рог)	Эпидот-актинолитовый амфиболит (Пл+Акт+Эп + Гр); скарнид (Ди+Гр + Ка+Эп); кордимеритовый метасоматит (Кор+Акт+Гр)	Пропилит актинолитовый (Аб+Акт+Эп+Ка); биотит (Би+Пл, Кв)	Пропилит хлоритовый (Аб+Хл+Ка); пропилит цеолитовый (Цл+Хл+Ка+При); кальцифир анкеритовый (Ка+Сер)

метасоматического процесса и акцентировать внимание на частично измененных породах промежуточной зоны, которые нередко распространены в природе шире, чем полно проявленные метасоматиты. В связи с тем, что состав предельной метасоматической породы определяется химическим типом метасоматоза, а не составом субстрата, влияние которого ограничивается промежуточной зоной, в таблицах приведены только единичные примеры либо наиболее распространенного, либо наиболее контрастного субстрата, в котором ярко выражены химико-минеральные изменения системы. Кроме того, в таблицах приведены наиболее распространенные случаи минерального замещения, характерные для данного вида. Подобные ограничения определяются большим разнообразием субстратов и соответственно разновидностей минерального замещения, перечисление которых не изменяет принципиальную картину процесса, но зато сильно увеличивает объем работы.

В предлагаемой классификации метасоматических горных пород выделяется в объеме класса пять подклассов (высоко-, повышенно-, средне- и два низкотемпературных - I и II) с соответствующими каждому фациями метаморфизма (гранулитовой, амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой, зеленосланцевой и пренит-пумпеллитовой). В свою очередь, каждый подкласс включает три группы - щелочную, кислую и основную (по типу химического процесса).

Выделение семейств метасоматитов (табл. I6), вероятно, не исчерпывает всего многообразия метасоматических пород. Однако данная систематика позволяет определить видовое положение любого вновь выделенного метасоматита и дает возможность сопоставления с образованиями других классов - контактовых, а также гипергенных и других метасоматитов, развивающихся по тому же принципу кислотно-щелочной эволюции при зависимости минеральной ассоциации от Р-Т-условий.

Особо следует отметить, что в связи с постепенным изменением величины pH фильтрующегося флюида дискретность выделенных семейств (см. табл. I7) не вполне отвечает природной системе, а является только идеализированной ее моделью. Существуют предельные породы, промежуточные между щелочными и кислыми метасоматитами (кианит-мусковитовые метасоматические кварцито-сланцы, кварцевые фельшпатолиты и др.), характеризующиеся накоплением щелочей и амфотерных элементов. Аналогичная промежуточная зона расположена на границе кислых и основных метасоматитов (метасоматический анортозит, амфибол-магнетитовый метасоматический кварцит и др.), характеризующаяся накоплением амфотеров и слабых оснований. Есть такая зона и на границе между основными и щелочными метасоматитами, где накапливаются слабые основания вместе со щелочами (биотит, часть пропилитов). Отдавая себе отчет в существовании промежуточных пород, в данной классификации ограничиваемся выделением метасоматитов "чистой линии", частично вводя промежуточные виды в наиболее близкое им семейство.

Систематика класса метасоматических горных пород

I. Подкласс высокотемпературных метасоматитов. В этот подкласс, по мнению автора, должны быть объединены горные породы высокотемпературной метасоматической триады¹, сформированные в условиях, соответствующих гранулитовой фации.

II. Подкласс повышенно-температурных метасоматитов. В этот подкласс включены метасоматические горные породы, сформировавшиеся в условиях, соответствующих амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Верхний температурный предел отвечает температуре устойчивости гидроксилсодержащих минералов (примерно около 700°C), а нижний - температуре гидратации калиевого полевого шпата и замещения его мусковитом (примерно 560°C). На щелочной стадии в этом подклассе возможно азактетическое плавление пород состава гранитной эвтектика, насыщенной летучими, и формирование смешанной группы пород с породами следующего поколения. Типовые минералы пород семейства: плагиоклаз, микроклин, роговая обманка, биотит, кордиерит, кианит, гранат.

¹ Эти породы включают образования ультраметаморфического класса и сопровождающие их базификаты, описанные в предыдущей главе. Так как эта точка зрения автора не принята Терминологической комиссией и Комиссией по метаморфизму и метаморфогенному рудообразованию Петро-графического комитета, в данной главе этот подкласс не рассматривается. (Примеч. ред.).

1. Группа щелочных метасоматитов. В калиевый подгруппе минеральный парагенезис представлен микроклином в ассоциации с кварцем, биотитом и(или) роговой обманкой. По химическому составу эти породы близки к граниту: сумма щелочей - 7,0-8,5 мас.% при преобладании калия, граничные содержания SiO_2 - 68-76 мас.% при низком содержании двухвалентных оснований. Типовым семейством группы является биотитовый (амфибол-биотитовый) метасоматический гранито-гнейс (табл.17).

Натриевая подгруппа отличается тем, что преобладающим минералом является плагиоклаз, а в химическом отношении при несколько пониженной щелочности натрий преобладает над калием. Типовое семейство группы представлено метасоматическим плагиогранитом (табл.18).

2. Группа кислых метасоматитов. Для пород этой группы стандартна минеральная ассоциация кварца с глиноzemистыми (кианит, ставролит) или железорудными минералами (магнетит, гематит), а предельная порода - мономинеральный кварцит. В зависимости от типа реститового накопления выделяются два семейства: глиноzemистых метасоматических кварцитов (табл.19) и магнетитовых метасоматических кварцитов (табл.20). Намечается более тесная корреляция развития магнетитовых кварцитов с породами натриевого инициального профиля.

Т а б л и ц а 17

Метасоматический гранито-гнейс

Зона	Субстрата	Промежуточная	Внутренняя
Порода	Амфиболовый гнейс	Биотит-амфиболовый гнейс	Биотитовый мигматит-гранит
Структура	Гранобластовая	Гранобластовая	Порфирогранобластовая
Текстура	Гнейсовая	Гнейсовая	Полосчатая
Минеральный состав	Пл ₃₀₋₃₅ - 65-75%; Амф - 10-12%; Кв - 10-15%; Сф	Пл ₂₅₋₂₈ - 60-70%; Амф - 5-6%; Би ₃₅ - 10-12%; Ми - 3-4%; Кв - 10-15%; Сф; Цр	Пл ₂₀₋₂₃ - 12-15%; Ми _{0,7-0,9} - 45-55%; Кв - 18-20%; Цр
Привнос	-	К Ca, Mg, Fe, Na	K Ca, Mg, Fe
Вынос	-		
Тип минеральных замещений	Андезин+амфибол \rightarrow микроклин+биотит: $2NaAlSi_3O_8$ x x $CaAl_2Si_2O_8$ + $2Ca(Mg, Fe)_{5Si_4O_11}2(OH)_2$ + + $4K^+$ $\rightarrow 2KAlSi_3O_8$ + $2K(Mg, Fe)_{5Si_4AlO_10}2(OH)_2$ + + $7SiO_2$ + $3Ca^{2+}$ + $2Mg^{2+}$ + $2Fe^{2+}$ + $2Na^+$		

3. Группа основных метасоматитов. Типичная минеральная ассоциация пород этой группы - амфибол и плагиоклаз средней основности, а также клинопироксен и гранат. При высоком потенциале калия в системе развивается биотит. Характерно отсутствие в породах кварца. В петрохимическом отношении типично высокое содержание двухвалентных основа-

Таблица 18

Метасоматический плагиогранит

Зона	Субстрата	Промежуточная	Внутренняя
Порода	Амфибол	Амфибол-биотитовый	Плагиогранит
Структура	Нематогранобластовая	Гранобластовая	Гранитовая
Текстура	Сланцевая	Гнейсовая	Массивная
Минеральный состав	Пл 55-60 - 60-70%; состав Рог 30-40 - 30-40%	Пл 35-40 - 50-60%; Рог 35-45 - 10-15%; Би 30-35 - 5-7%	Пл 25-30 - 55-60%; Би 35-40 - 8-10%; Кв - 25-30%
Привнос	-	Na, K	Na, K
Вынос	-	Fe, Mg, Ca	Fe, Mg, Ca
Тип минерального замещения	Лабрадор+амфибол → олигоклаз+биотит: $NaAlSi_3O_8 \cdot CaAl_2Si_2O_8 + Ca(Mg, Fe)_5(Si_4O_11)_2(OH) + Na^+ + K^+ \rightarrow 2NaAlSi_3O_8 + CaAl_2Si_2O_8 + K(Mg, Fe)_3AlSi_3O_11 + 4SiO_2 + 2Ca^{2+} + 2(Mg, Fe)^{2+}$		

Таблица 19

Кианитовый метасоматический кварцит

Зона	Субстрата	Промежуточная	Внутренняя
Порода	Биотитовый гнейс	Кварцито-гнейс	Кварцит
Структура	Гранобластовая	Гранобластовая	Гранобластовая
Текстура	Гнейсовая	Гнейсовая	Массивная
Минеральный состав	Пл 30-33 - 52-57%; Кв - 20-25%; Би 27-30 - 15-17%; Цр, Сф	Пл 25-27 - 20-25%; Кв - 50-60%; Ки - 15-20%; Мус - 5-7%; Би - 1-2%; Рут	Кв - 90-95%; Ки - 3-5%; Мус - 2-3%; Рут
Привнос	-	-	-
Вынос	-	Na, K, Ca, Fe, Mg	Al
Тип минерального замещения	Олигоклаз+биотит → кварц+кианит+мусковит: $2NaAlSi_3O_8 \cdot CaAl_2Si_2O_8 + K(Mg, Fe)_3Si_3AlO_10(OH)_2 \rightarrow Al_2SiO_5 + KAl_2Si_3AlO_10(OH)_2 + 7SiO_2 + 2Na^+ + Ca^{2+} + 3(Mg, Fe)^{2+}$		

ний (РО до 4-6 мас.%) при пониженной щелочности и кремнекислотности. В группе выделяются два семейства: куммингтонитовых амфиболитов (табл. 21) - Fe, Mg-метасоматитов и роговообманковых амфиболитов (табл. 22) - Ca-метасоматитов.

Ш. Подкласс среднетемпературных метасоматитов. В этот подкласс включены метасоматические горные породы, сформировавшиеся в условиях, соответствующих условиям эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Верхний температурный предел отвечает температуре гид-

Таблица 20

Магнетитовый метасоматический кварцит

Зона	Субстрата	Промежуточная	Внутренняя
Порода	Пироксенолит	Гранат-пироксан-магнетитовая	Магнетитовый кварцит
Структура	Призматически-зернистая	Порфиогранобластовая	Гранобластовая
Текстура	Массивная	Пятнистая	Полосчатая
Минеральный состав	Ди ₅₀₋₅₅ - 80-85%; Пл ₈₀₋₉₀ - 10-15%; Мг - 2-3%	Ди ₆₀₋₆₅ - 45-50%; Гр ₅₀₋₆₀ - 10-15%; Мг - 15-20%	Кв - 60-70%; Мг - 20-25%; Ди - 10-15%
Привнос	-	-	-
Вынос	-	Ca, Mg	Ca, Mg
Тип минерального замещения	Анортит+геденбергит → гранат+магнетит: $CaAl_2Si_2O_8 + 8Ca(Fe, Mg)Si_2O_6 \rightarrow Fe_2O_3 + (Fe, Ca)_3Al_2(SiO_4)_3 + 15SiO_2 + 4Mg^{2+} + 8Ca^{2+}$		

Таблица 21

Куммингтонитовый метасоматический амфиболит

Зона	Субстрата	Промежуточная	Внутренняя
Порода	Актиолитовый сланец	Двуамфиболовый сланец	Куммингтонитовый амфиболит
Структура	Нематогранобластовая	Нематогранобластовая	Нематогранобластовая
Текстура	Сланцевая	Сланцевая	Сланцевая, массивная
Минеральный состав	Пл ₂₅₋₂₇ - 65-70%; Акт - 30-35%	Пл ₃₅₋₃₈ - 50-55%; Акт - 20-25%; Кум - 20-30%	Пл ₄₀₋₅₀ - 30-35%; Кум - 65-70%
Привнос	-	Mg, Fe	Mg, Fe
Вынос	-	Ca, Na, Al	Ca, Na, Al
Тип минерального замещения	Олигоклаз+актиолит → андезин+куммингтонит: $2NaAlSi_3O_8 \cdot CaAl_2Si_2O_8 + Ca(Mg, Fe)_5(Si_4O_11)_2(OH)_2 + Mg^{2+} + Fe^{2+} \rightarrow NaAlSi_3O_8 \cdot CaAl_2Si_2O_8 + (Mg, Fe)_7(Si_4O_11)_2(OH)_2 + Ca^{2+} + Na^+ + Al^{3+} + 3Si^{4+}$		

ратации калиевого полевого шпата и появление устойчивой кварц-мусковитовой ассоциации (примерно 560°C), а нижний предел - температуре устойчивости водосодержащих минералов или критической температуре воды (примерно 400°C). Типовые минералы подкласса: плагиоклаз, микроклин, мусковит, биотит, андалузит, амфибол, эпидот.

I. Группа щелочных метасоматитов. Породы калиевый подгруппы этого рода сложены преимущественно микроклин-пертитом в ассоциации с биотитом и новообразованным мусковитом - семейство микроклинита (табл. 23) или же в ассоциации с альбитом, биотитом, эпидотом и кварцем - семейство гельсинкита (табл. 24). По хими-

Таблица 22

Роговообманковый метасиликатический амфиболит			
Зона	Субстрата	Промежуточная	Внутренняя
Порода	Биотитовый гнейс	Амфибол-биотитовый гнейс	Амфибол
Структура	Гранобластовая	Гранобластовая	Нематогранобластовая
Текстура	Гнейсовая	Гнейсовая	Сланцеватая
Минеральный состав	Пл ₂₃₋₂₅ - 60-65%; Би - 10-15%; Кв - 20-25%	Пл ₃₀₋₃₃ - 50-55%; Амф - 20-25%; Би - 3-5%; Кв - 10-15%	Пл ₃₅₋₄₀ - 50-55%; Амф - 40-45%
Привнос	-	Ca, Mg, Fe	Ca, Mg, Fe
Вынос	-	K	K
Тип минерального замещения	Олигоклаз+биотит → андезин+роговая обманка: $2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2 +$ $+ 2\text{Ca}^{2+} + 2\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+} \rightarrow \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 +$ $+ \text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe})_4(\text{Al}, \text{Fe})_4[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2 + \text{K}^+$		

Таблица 23

Микроклиинит			
Зона	Субстрата	Промежуточная	Внутренняя
Порода	Биотит-амфиболовый сланец	Сланец микроклиин-цированный	Микроклиинит
Структура	Гранобластовая	Гетерогранобластовая	Торцевая
Текстура	Сланцевая	Полосчатая	Массивная
Минеральный состав	Пл ₃₀₋₃₅ - 50-55%; Амф - 15-20%; Би 20-30 - 5-10%; Ди 70-80 - 3-5%; ГР ₇₀₋₈₀ - 3-7%; Кв - 2-3%	Пл ₂₀₋₂₅ - 45-50%; Ми - 15-20%; Би ₃₀₋₃₅ - 8-15%; Амф - 2-5%; ГР ₈₀₋₉₀ - 3-5%; Кв - 5-10%	Ми _{0,8-1} - 85-90%; Би - 5-7%; Мус - 2-3%; Пл ₅₋₁₀ - 2-3%
Привнос	-	K	
Вынос	-	Ca, Na, Mg	Ca, Na, Mg, Fe
Тип минерального замещения	Андрезин+амфибол → микроклиин+биотит: $2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 2\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})_5(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2(\text{OH})_2 +$ $+ 4\text{K} \rightarrow 2\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + 2\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2 +$ $+ 3\text{Ca}^{2+} + 2\text{Mg}^{2+} + 2\text{Fe}^{2+} + 2\text{Na}^+$		

ческому составу эти породы близки к граниту: граничные содержания SiO_2 65,0-77,0 мас.%, сумма щелочей 7,5-9,0 мас.% при преобладании калия над натрием и сумма RO до 2-3 мас.%.

В натриевой подгруппе распространены субмакроминеральные породы, сложенные либо альбитом в ассоциации с рибекитом и эгирином - семейство

Таблица 24

Гельсинкит

Зона	Субстрата	Промежуточная	Внутренняя
Порода	Биотитовый гнейс	Гранитизированный гнейс	Гельсинкит
Структура	Гранобластовая	Гранобластовая	Гранитовая
Текстура	Гнейсовая	Гнейсовая	Массивная
Минеральный состав	Пл 25-30 - 60-65%; Би - 10-20%; Кв - 20-25%	Пл 10-20 - 35-40%; Би - 10-15%; Эп - 2-3%; Ми - 10-12%; Кв - 25-30%	Ми - 35-40%; Аб - 20-25%; Эп - 12-15%; Кв - 30-35%
Привнос	-	K Na	K Na
Вынос	-		
Тип минерального замещения	Плагиоклаз \rightarrow альбит+циозит (эпидот)+микроклин: 2NaAlSi ₃ O ₈ + 2CaAl ₂ Si ₂ O ₈ + K ⁺ \rightarrow KAlSi ₃ O ₈ + NaAlSi ₃ O ₈ + Ca ₂ Al ₃ Si ₃ O ₁₂ + SiO ₂ + Na ⁺		

Таблица 25

Альбитит

Зона	Субстрата	Промежуточная	Внутренняя
Порода	Амфиболит	Амфиболит-альбитизированная	Альбитит
Структура	Нематогранобластовая	Гранобластовая	Мозаичная
Текстура	Сланцевая	Сланцевая	Массивная
Минеральный состав	Пл 35-40 - 65-70%; Акт 20-25 - 30-35%	Пл 20-25 - 75-80%; Акт 35-40 - 20-25%	Аб - 85-90%; Риб - 10-15%
Привнос	-	Na, Fe	Na, Fe
Вынос	-	Mg, Ca	Mg, Ca, Al
Тип минерального замещения	Анделезин+актинолит \rightarrow альбит+рибекит: NaAlSi ₃ O ₈ + CaAl ₂ Si ₂ O ₈ + Ca(Mg, Fe) ₅ Si ₄ O ₁₁ (OH) ₂ + + 2Na ⁺ + 2Fe ³⁺ + 3O ²⁻ \rightarrow NaAlSi ₃ O ₈ + + Na ₂ Fe ₃ ²⁺ Fe ₂ ³⁺ (Si ₄ O ₁₁) ₂ (OH) ₂ + 2Mg ²⁺ + Ca ²⁺ + 2Al ³⁺ + + 2Si ⁴⁺		

ство альбитита (табл.25), либо нефелином в ассоциации с эгирином - семейство нефелинита (табл.26). Кварц в этих породах обычно отсутствует. В петрохимическом отношении породы этого рода отличаются от гранита пониженной кремнекислотностью - SiO₂ 55-65 мас.% и повышенной щелочностью - сумма щелочей до 10-12 мас.% при резком преобладании натрия над калием.

2. Группа кислых метасоматитов. Породы сложены преимущественно кварцем в ассоциации с андалузитом и мусковитом - семейство грейзена (табл.27) или с гематитом - семейство железистых метасоматических

Таблица 26

Нефелинит			
Зона	Субстрата	Промежуточная	Внутренняя
Порода	Биотитовый гнейс	Гнейс с нефелином	Нефелинит
Структура	Гранобластовая	Гранобластовая	Мозаичная
Текстура	Гнейсовая	Гнейсовая	Массивная
Минеральный состав	Пл ₂₅₋₃₀ - 55-60%; Би - 10-20%; Кв - 30-35%	Пл ₁₀₋₂₀ - 55-60%; Би - 10-15%; Кв - 20-25%; Нф - 10-15%	Нф - 85-90%; Эг - 10-15%
Привнос	-	Na	Na
Вынос	-	Ca	K, Ca, Mg
Тип минерального замещения	Плагиоклаз+биотит	→ нефелин+эгиран:	
		$NaAlSi_3O_8 + CaAl_2Si_2O_8 + K(Mg, Fe)_3AlSi_3O_{10} + 4Na^+ \rightarrow 4NaAlSi_3O_8 + NaFeSi_2O_6 + K^+ + Ca^{2+} + 2Mg^{2+} + 2Si^{4+}$	

Таблица 27

Грейзен (мусковит-андезитовый кварцит)			
Зона	Субстрата	Промежуточная	Внутренняя
Порода	Микроклин	Микроклинит окварцованный	Грейзен
Структура	Торцевая	Гранобластовая	Гранобластовая
Текстура	Массивная	Полосчатая	Массивная
Минеральный состав	Ми - 85-90%; Би - 5-7%; Мус - 2-3%; Пл ₅₋₁₀ - 2-3%	Ми - 45-55%; Кв - 20-30%; Би - 3-4%; Анд - 1-2%	Кв - 75-85%; Мус - 15-20%; Анд - 5-7%
Привнос	-	-	-
Вынос	-	K, Mg, Fe	K, Mg, Fe, Al
Тип минерального замещения	Микроклин+биотит	→ кварц+мусковит+андезит:	
		$4KAlSi_3O_8 + K(Mg, Fe)_3Si_3AlO_{10} + (OH)_2 \rightarrow 11Si_2 + Al_2SiO_5 + KAl_2Si_3AlO_{10} + (OH)_2 + 4K^+ + 3(Mg, Fe)^{2+}$	

кварцитов. В химическом отношении породы характеризуются высокой кремнекислотностью и иногда повышенным содержанием трехвалентных оснований. В мусковитовых кварцитах содержание K₂O достигает 2-3 мас.%.

3. Группа основных метасоматитов. Типичная ассоциация кислого плагиоклаза с эпидотом и актинолитом - семейство эпидот-актинолитового метасоматического амфиболита (табл.28) или ассоциация основного плагиоклаза с диопсидом, эпидотом, андрадит-гроссуляровым гранатом и карбонатом - семейство скарновида (табл.29). Реже (и, вероятно, совместно с натриевой группой щелочного профиля) встречаются аントфиллит-кордиеритовые метасоматиты (табл.30). В петрохимическом отношении для всех пород ряда типична низкая щелочность и кремнекислотность (SiO₂ 45-

Таблица 28

Эпидот-актинолитовый амфиболит

Зона	Субстрата	Промежуточная	Внутренняя
Порода	Биотитовый гнейс	Биотит-амфиболитовый гнейс	Амфиболит
Структура	Гранобластовая	Гранобластовая	Нематогранобластовая
Текстура	Гнейсовая	Гнейсовая	Массивная
Минеральный состав	Пл ₂₅₋₂₇ - 60-65%; Би - 13-17%; Кв - 18-22%	Пл ₂₂₋₂₅ - 45-50%; Би - 8-10%; Акт - 10-13%; Эп - 5-7%; Кв - 20-22%	Пл ₂₂₋₂₅ - 30-35%; Акт - 35-40%; Эп - 12-17%; Гр - 10-15%; Сф - до 2%
Привнос	-	Са	Са, Fe, Mg
Вынос	-	К, Na	К
Тип минерального замещения	Олигоклаз+биотит+кварц \rightarrow актинолит+эпидот+гроссуляр: $2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Si}_3\text{AlO}_1(\text{OH})_2 + \text{SiO}_2 +$ $+ 6\text{Ca} + 2(\text{Mg}, \text{Fe}) \rightarrow \text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5(\text{Si}_4\text{O}_11)_2(\text{OH})_2 +$ $+ \text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_12 + \text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_2 + 2\text{Na}^+ + \text{K}^+$		

Таблица 29

Скарноид

Зона	Субстрата	Промежуточная	Внутренняя
Порода	Биотитовый гнейс	Гнейс скарнированный	Скарноид
Структура	Гранобластовая	Порфирогранобластовая	Призматическая-зернистая
Текстура	Гнейсовая	Гнейсовая	Массивная
Минеральный состав	Пл ₂₅₋₂₇ - 60-65%; Би - 12-17%; Кв - 18-22%	Пл ₄₅₋₆₀ - 55-60%; Ди ₂₅₋₃₀ - 12-15%; Гр - 2-3%; Эп - 3-5%; Кв - 15-17%; Би - 3-7%	Пл ₈₀₋₈₅ - 8-10%; Ди ₂₅₋₃₀ - 35-40%; Гр - 20-25%; Эп - 10-15%; Ка - 12-17%; Сф - до 2%
Привнос	-	Са	Са
Вынос	-	К, Na	Na
Тип минерального замещения	Олигоклаз+биотит \rightarrow диопсид+гроссуляр+эпидот+кальцит: $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Si}_3\text{AlO}_1 + 6\text{Ca}^{2+} +$ $+ \text{CO}_2 \rightarrow \text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Si}_2\text{O}_6 + \text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_2 + \text{CaAl}_2(\text{SiO}_4)_3 +$ $+ \text{K}^+ + \text{Na}^+$		

Таблица 30

Антофиллит - кордиеритовый метасоматит

Зона	Субстрата	Промежуточная	Внутренняя
Порода	Биотитовый гнейс	Гнейс с амфиболом и кордиеритом	Антофиллит-кордиеритовая порода
Структура	Гранобластовая	Гранобластовая	Нематогранобластовая
Текстура	Гнейсовая	Гнейсовая	Полосчатая
Минеральный состав	Пл ₂₃₋₂₅ - 60-65%; Би - 10-15%; Кв - 20-25%	Пл ₁₅₋₂₀ - 50-55%; Би - 10-12%; Кв - 15-20%; Кор - 10-12%; Ант - 5-7%;	Пл ₁₀₋₁₅ - 5-7%; Кор - 55-60%; Ант - 25-30%; Гр - 5-7%; Анд - 2-3%
Привнос	-	Mg, Fe	Mg, Fe
Вынос	-	Ca	Ca, Na, K
Тип минерального замещения	Олигоклаз+биотит \rightarrow кордиерит+антофиллит:	$2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 2\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})_2 + 3(\text{Mg}, \text{Fe})^{2+} \rightarrow \text{Al}_3(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Si}_5\text{AlO}_{18} + (\text{Mg}, \text{Fe})_7\text{Si}_4\text{O}_{11}(\text{OH})_2 + \text{Ca}^{2+} + \text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Si}^{4+}$	

Таблица 31

Гумбент

Зона	Субстрата	Промежуточная	Внутренняя
Порода	Биотитовый гнейс	Кварц-карбонатный гумбент	Гумбент
Структура	Гранобластовая	Гранобластовая	Идиобластовая
Текстура	Гнейсовая	Гнейсовая	Массивная
Минеральный состав	Пл ₂₃₋₂₅ - 50-55%; Кв - 60-65%; Кв - 20-25%; Би - 10-15%; Ми - 5-7%; Мг - до 2%	Ми - 15-17%; Орт - 10-12%; Ка - 5-7%; Прт - до 2%; Мус - 3-4%	Орт - 65-70%; Кв - 15-20%; Прт - 5-6%; Ка - 3-5%; Мус - 2-3%
Привнос	-	CO, K	K
Вынос	-	Mg, Fe	Ca
Тип минерального замещения	Олигоклаз+биотит \rightarrow адуляр+карбонат:	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 8\text{CO}_2 + 3\text{K}^+ + 4\text{Si}^{4+} + 2\text{H}^- \rightarrow \text{KAlSi}_3\text{O}_8 + 4\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{CO}_3)_2 + 2\text{H}_2\text{O}$	

55 мас.% в сумма щелочей 1,5-2,0 мас.%) при высоком содержании слабых оснований. В зависимости от характера метасоматоза возникает видовая специализация: кальциевая - в скарноидах и железо-магнезиальная - в антофиллит-кордиеритовых породах.

IV. Подкласс низкотемпературных метасоматитов (I). В этот подкласс включены метасоматические горные породы, сформировавшиеся в условиях, примерно соответствующих условиям зеленосланцев-

Таблица 32

"Вторичный кварцит"

Зона	Субстрата	Промежуточная	Внутренняя
Порода	Биотитовый гнейс	Гнейс окварцованный	Кварцит
Структура	Гранобластовая	Гранобластовая	Гранобластовая
Текстура	Гнейсовая	Гнейсовая	Массивная
Минеральный состав	Пл ₂₂₋₂₅ - 50-65%; Ка - 20-25%; Би - 10-15%; Ми - 5-7%; Мг - до 1%	Пл ₂₀₋₂₅ - 15-20%; Кв - 60-65%; Сер - 10-12%; Анд - 5-7%	Кв - 80-85%; Ко - 10-12%; Сер - 5-7%
Привнос	-	-	-
Вынос	-	Na, Ca, Fe, Mg	Na, Ca, Fe, Mg
Тип минерального замещения	Плагиоклаз	кварц+корунд: $2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \rightarrow 2\text{Al}_2\text{O}_3 + 8\text{SiO}_2 + 2\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+}$	

Таблица 33

Березит

Зона	Субстрата	Промежуточная	Внутренняя
Порода	Гранит-порфир	Гранит-порфир изменен	Березит
Структура	Порфировая	Порфировая	Ксенобластовая
Текстура	Массивная	Массивная	Массивная
Минеральный состав	Пл ₂₃₋₂₇ - 45-50%; Кв - 18-20%; Ми - 20-25%; Би - 10-12%	Ab - 35-40%; Ми - 10-12%; Мус - 10-12%; Кв - 25-30%; Прт - 5-7%; Ка - 3-5%	Кв - 70-75%; Мус - 15-20%; Прт - 5-10%
Привнос	-	CO ₂	
Вынос	-	Ca, Mg	Ca, Mg, Na, Al
Тип минерального замещения	Олигоклаз+микроклин	кварц+мусковит: $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{KAlSi}_3\text{O}_8 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{KAl}_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 5\text{SiO}_2 + \text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Al}^{3+} + 2\text{H}^+$	

вой фазы регионального метаморфизма, в интервале температур от 400 до 250°C. Для минеральной ассоциации семейства типично присутствие адуляра, альбита, эпидота, актинолита, хлорита, талька и карбонатов.

I. Группа щелочных метасоматитов. В калиевом подгруппе распространены породы с доминирующим развитием низкотемпературного ортоклаза или адуляра в ассоциации с кварцем, мусковитом или флогопитом и карбонатами (анкерит, брейнерит, сидерит) – семейство гумбента (табл.31).

Таблица 34

Пропилит актинолитовый			
Зона	Субстрата	Промежуточная	Внутренняя
Порода	Биотитовый гнейс	Гнейс измененный	Пропилит
Структура	Гранобластовая	Гранобластовая	Идиоксенобластовая
Текстура	Гнейсовая	Гнейсовая	Массивная
Минеральный состав	Пл ₂₃₋₂₅ - 60-65%; Би - 10-15%; Кв - 20-25%	Аб - 55-60%; Эп - 12-15%; Акт - 10-12%; Би - 2-3%; Ка - 10-12%; Кв - 10-12	Аб - 30-35%; Эп - 20-23%; Акт - 25-27%; Ка - 20-22%
Привнос	-	Mg, Fe	Ca, Fe, Mg
Вынос	-	K, Na	K, Al, Na
Тип минерального замещения	Плагиоклаз+биотит → эпидот+амфибол:	$2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2 +$ $+ 3\text{Ca}^{2+} + 2(\text{Mg}, \text{Fe})^{2+} \rightarrow \text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5(\text{Si}_4\text{O}_11)_2 +$ $+ \text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12} + \text{K}^+ + 2\text{Na}^+ + 2\text{Al}^{3+} + 2\text{OH}^-$	

Таблица 35

Адулярит			
Зона	Субстрата	Промежуточная	Внутренняя
Порода	Биотитовый гнейс	Гнейс измененный	Адулярит
Структура	Гранобластовая	Гранобластовая	Идиобластовая, мозаичная
Текстура	Гнейсовая	Гнейсовая	Массивная
Минеральный состав	Пл ₂₃₋₂₅ - 60-65%; Би - 10-15%; Кв - 20-25%	Аб - 40-45%; Кш - 27-35%; Хл - 10-15%; Сер - 3-5%; Кв - 10-12%	Кш - 65-70%; Хл - 10-15%; Сер - 5-7%; Ка - 10-12%
Привнос	-	K	K, CO ₂
Вынос	-	Ca, H ₂ O	Na
Тип минерального замещения	Биотит → хлорит; плагиоклаз → адуляр:	$2\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 4\text{H}^+ \rightarrow (\text{Mg}, \text{Fe})_5\text{AlSi}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_6 +$ $+ 3\text{SiO}_2 + 2\text{K}^+ + (\text{Mg}, \text{Fe})^{2+}; \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{K}^+ +$ $+ 8\text{H}^+ \rightarrow \text{KAlSi}_3\text{O}_8 + 2\text{Al}(\text{OH})_4^- + \text{Ca}^{2+} + \text{Na}^+; 3\text{SiO}_2 + \text{K}^+ +$ $+ \text{Al}(\text{OH})_4^- \rightarrow \text{KAlSi}_3\text{O}_8 + 2\text{H}_2\text{O}$	

В натриевой подгруппе породы сложены преимущественно альбитом в ассоциации с актинолитом, эпидотом и кварцем - семейство актинолитового и эпидотового альбитита. По химическому составу породы характеризуются повышенной щелочностью - сумма щелочей до 10-12 мас.% при кремнекислотности в пределах 65-70 мас.% SiO₂ и содержании R₂O до 1,5-2,5 мас.%.

Таблица 36

Эйсит			
Зона	Субстрата	Промежуточная	Внутренняя
Порода	Биотитовый гнейс	Гнейс измененный	Эйсит
Структура	Гранобластовая	Гранобластовая	Изобластовая
Текстура	Гнейсовая	Гнейсовая	Массивная
Минеральный состав	Пл ₂₃₋₂₅ - 60-65%; Би - 10-15%; Кв - 20-25%	Ab - 65-70%; Хл - 5-7%; Би - 3-5%; Ка - 10-12%; Кв - 10-12%; Гем - 2-3%	Ab - 65-70%; Хл - 14-17%; Ка - 10-15%; Гем - 2-3%
Привнос	-	Na, CO ₂ Al	Na, CO ₂ Al
Вынос	-		
Тип минерального замещения	Анортит+кварц → альбит+карбонат: CaAl ₂ Si ₂ O ₈ +SiO ₂ +CO ₂ +Na ⁺ NaAlSi ₃ O ₈ +CaCO ₃ +Al ³⁺ (биотит → хлорит. см. табл. 29)		

Таблица 37

Аргиллизит			
Зона	Субстрата	Промежуточная	Внутренняя
Порода	Биотитовый гнейс	Гнейс каолинизированный	Аргиллизит
Структура	Гранобластовая	Гранобластовая	Изобластовая
Текстура	Гнейсовая	Гнейсовая	Массивная
Минеральный состав	Пл ₂₃₋₂₇ - 18-20%; Орт - 36-37%; Кв - 20-30%; Би - 12-18%	Ab - 15-20%; Орт - 20-25%; Кв - 25-35%; Би - 8-10%; Сер - 3-5%; Кн - 10-12%	Кн - 35-40%; Кв - 40-45%; Сер - 15-20%
Привнос	-	H ₂ O	H ₂ O
Вынос	-	Ca, Fe, Mg	Ca, Fe, Mg, Na, K
Тип минерального замещения	Ортоклаз → каолин+кварц: 4KAlSi ₃ O ₈ +H ₂ O → → Al ₄ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₈ +8SiO ₂ +4K ⁺ +H ⁺		

2. Группа кислых метасоматитов. Предельной породой этой группы является метасоматический кварцит, обогащенный глиноzemистыми минералами - корундом и андалузитом, часто в ассоциации с мусковитом - семейство "вторичных кварцитов" (табл. 32). Мелкозернистые кварц-серцинатовые породы с пиритом, обычно развивающиеся по кислому субстрату, относятся к семейству березита (табл. 33). Породы этой группы характеризуются высокой кремнекислотностью (до 85-90 мас.% SiO₂) при низкой щелочности и основности.

Таблица 38

Пропилит хлоритовый			
Зона	Субстрата	Промежуточная	Внутренняя
Порода	Пропилит актино- литовый	Активолит хлоритовый	Хлоритовый пропилит
Структура	Ксенобластовая	Ксенопропилит- блестовая	Идиобластовая
Минеральный состав	Ab - 40-45%; Эп - 15-20%; Акт - 25-27%; Ка - 15-20%	Ab - 25-30%; Эп - 10-12%; Акт - 10-15%; Ка - 20-25%; Хл - 20-25%	Ab - 10-15%; Эп - 15-20%; Хл - 50-55%; Ка - 20-25%
Привнос	-	H ₂ O	H ₂ O
Вынос	-	Si, Na, Ca	Si, Na, Ca
Тип мине- рального замещения	Альбит+активолит → хлорит: 2NaAlSi ₃ O ₈ + Ca ₂ (Mg, Fe) ₅ (Si ₄ O ₁₁) ₂ (OH) ₂ + 6H ₂ O → → (Mg, Fe) ₅ Al ₂ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₈ + 9Si ⁴⁺ + 2Na ⁺ + 2Ca ²⁺ + 6H ⁺		

Таблица 39

Пропилит цеолитовый			
Зона	Субстрата	Промежуточная	Внутренняя
Порода	Амфиболит	Хлорит-пренитовая порода	Пропилит цеолитовый
Структура	Нематограно- блестовая	Ксенобластовая	Идиобластовая
Текстура	Сланцевая	Массивная	Массивная
Минеральный состав	Пл - 55-60%; Амф - 40-45%	Ab - 30-35%; Хл - 17-20%; При - 20-25%; Ка - 5-7%; Амф - 10-15%	Ab - 15-20%; Хл - 20-25%; При - 20-25%; Ка - 10-15%; Цл - 15-20%
Привнос	-	H ₂ O, CO ₂	H ₂ O, CO ₂
Вынос	-	Si	Si
Тип мине- рального замещения	Лабрадор+амфибол → хлорит+пренит+цеолит: NaAlSi ₃ O ₈ + 2CaAl ₂ Si ₂ O ₈ + Ca ₂ (Mg, Fe) ₅ (Si ₄ O ₁₁) ₂ (OH) ₂ + + CO ₂ + 14H ₂ O → (Mg, Fe) ₅ Al ₂ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₈ + + Ca ₂ Al ₂ Si ₂ O ₁₀ (OH) ₂ + (Ca, Na)AlSi ₂ O ₁₁ + 6H ₂ O + CaCO ₃ + + 8Si ⁴⁺ + 8H ⁺		

3. Группа основных метасоматитов. В этой группе распространены породы с минеральной ассоциацией – эпидот, активолит, биотит – при не-значительной примеси альбита или адуляра и кварца. В химическом отношении они характеризуются пониженной кремнекислотностью (50-60 мас.% SiO₂) и сумма щелочей не превышает 2-3 мас.%. Типичным семейством является активолитовый пропилит (табл. 34). С увеличением содержания

Таблица 40

Анкеритовый метасоматит			
Зона	Субстрата	Промежуточная	Внутренняя
Порода	Амфиболит	Амфибол-карбонатная	Анкеритовый метасоматит
Структура	Нематогранево-блестовая	Порфиробластовая	Мозаичная
Текстура	Сланцевая	Массивная	Массивная
Минеральный состав	Пл 35-40 - 55-60%; АО - 40-45%; Рог - 40-45%	Ка - 18-20%; Хл - 15-18%; Сер - 8-10%; Кв - 10-12%	Ка - 70-80%; Сер - 8-10%; Кв - 15-20%
Привнос	-	CO ₂ , K	CO ₂ , Ca
Вынос	-	Al	Na, Al
Тип минерального замещения	Плагиоклаз+амфибол → анкерит: NaAlSi ₃ O ₈ + CaAl ₂ Si ₂ O ₈ + Ca(Mg, Fe) ₆ (Si ₄ O ₁₁) ₂ (OH) ₂ + 3Ca ²⁺ + 10CO ₂ → 5Ca(Mg, Fe) + Na ⁺ + 3Al ³⁺ + 13Si ⁴⁺ + 2OH ⁻		

в породе карбоната пропилит переходит в карбонатный метасоматит с эпидотом и актинолитом – самостоятельный вид кальцифиров. Как отдельное семейство выделяются биотиты – основные метасоматиты, сформированные в среде с повышенным содержанием калия.

У. Подкласс низкотемпературных метасоматитов (II). В этот подкласс включены метасоматиты, сформировавшиеся в условиях, близких к условиям пренит-дунпеллитовой фации регионального метаморфизма, примерно в диапазоне температур от 250 до 70°С. Для минеральной ассоциации пород подкласса характерно присутствие альбита, адуляра, хлорита, серицита, каолина, цеолитов, карбоната.

I. Группа щелочных метасоматитов. В калиевой подгруппе распространены преимущественно адуляровые породы с примесью серицита, хлорита и карбоната (как правило, лишенные кварца) – семейство адуляритов (табл. 35).

В натриевой группе доминирующий минерал представлен альбитом в ассоциации с хлоритом, карбонатом и гематитом – семейство эйсита (табл. 36). По химическому составу породы отличаются повышенной щелочностью – сумма щелочей 10–12 мас.% при умеренной кремнекислотности (62–68 мас.% SiO₂) и низкой основности (сумма RO до 2–3 мас.%).

2. Группа кислых метасоматитов. В этой группе доминируют кварцевые породы, обогащенные глиноzemистыми минералами: каолином, алюнитом, гидросерицитом. Соответственно для них типична высокая кремнекислотность при умеренном содержании трехвалентных оснований – семейство аргиллитита (табл. 37).

3. Группа основных метасоматитов. Породы этой группы сложены преимущественно минералами с высоким содержанием двухвалентных оснований при пониженной кремнекислотности и, как правило, содержащими гидроксил или кристаллизационную воду. К этой группе относятся несколько семейств пропилита - альбит-эпидот-хлоритовое (табл.38), пренит-цеолитовое (табл.39), вплоть до хлоритолитов и цеолититов. В химическом отношении формирование этих пород может протекать как в режиме базификации с привносом слабых оснований, так и в режиме раститового накопления слабых оснований при энергичной десиликации породы, обычно сопровождающей ее гидратацией. Для некоторых из них характерно присутствие карбонатов, вплоть до образования субмоминеральных карбонатных пород - семейство метасоматических кальцифиров - анкеритовых (табл.40), реже кальцит-доломитовых или брейнеритовых.

Глава 9. Тектоно-метаморфические породы

В тектонических нарушениях и разломах, секущих метаморфические и изверженные породы, широко развиты своеобразные породы, объединенные термином "тектониты". Подчеркивая специфику их образования, их относили к продуктам динамического (Харкер, 1937), кластического (Елисеев, 1959), дислокационного (Винклер, 1969), динамометаморфического (Фации 1970) процессов. Исследования последних лет позволили более определенно судить об условиях формирования этих пород и на принципиально новой качественной основе провести их типизацию.

В большинстве случаев тектониты определяются как породы, испытавшие механические напряжения. В литературе существует общий подход в терминологии к тектонитам: породы с выраженной сланцеватостью - протомилониты, бластомилониты, милониты, ультрамилониты, а массивные без ясной сланцеватости - протокатаклазиты, бластокатаклазиты, катаклазиты, ультракатаклазиты.

Ф. Тернер и Дж. Ферхуген (1961) выделяют следующие группы тектонитов и дают им такие определения.

М и л о н и т ы - тонковернистые кремнеподобные очень плотные полосчатые или жилковатые породы, возникшие в результате очень тонкого дробления грубовернистых пород без заметных химических преобразований. В милонитовой основной массе могут присутствовать глазки или линзы ненарушенных исходных пород. Конечные продукты интенсивного дислокационного метаморфизма.

К а т а к л а з и т ы - горные породы, образовавшиеся при разрывных деформациях (брекчирование, частично тонкое дробление) хрупких исходных пород. С уменьшением зернистости и развитием полосчатых текстур катаклазиты постепенно переходят в милониты.

Ф и л л о н и т ы - макроскопически сходные с филлитами породы, которые возникли в результате механической переработки первоначально

грубозернистых пород (гранулиты, граниты, гнейсы). Характерны шелковистые пленки новообразованной слюды или хлорита, размазанные по поверхности сланцеватости.

Как следует из этих характеристик, главным механизмом образования тектонитов является их дробление и перетирание, когда химические процессы и образование новых фаз крайне ограничены. Но уже в самой формулировке тектонитов, приведенной выше, заложено противоречие, ибо как раз для них в большинстве случаев типично образование новых минералов, особенно в тонкозернистой массе, природа которой может быть различной.

Г. Винклер (1969) выделил дислокационный (катахластический) метаморфизм, отметив, что он "ограничен участками развития сбросов и прочих тектонических нарушений" (с. 16), акцентируя внимание на том, что основным механизмом формирования тектонитов является механическое измельчение, дробление и размалывание первичных пород. Образующиеся таким путем породы он называет милонитами. Далее подчеркивается отсутствие привноса тепла извне, отсутствие химических реакций между минералами, или крайняя их ограниченность. Из сказанного ясно, что Г. Винклер называет милонитами тектониты низкой зрелости, в которых степень организации вещества мала, ибо они не обладают полосчатой текстурой, и доля вновь образованных минералов незначительна. Но работы последних 15 лет внесли корректиды в эти представления, акцентируя внимание на широкие процессы минералообразования в тектонических зонах.

Так, Х. Вильямс, Ф. Тернер и Ч. Гильберт (1985) выделяют два типа таких пород. Илониты - тонкозернистые породы, образовавшиеся при механической переработке более крупнозернистых, химически стабильных пород. Одним из характерных признаков выделяется полосчатость и присутствие овоидов или миндалевидных глазков недеформированных исходных пород в развалцованный и тонкокристаллической массе. Вместе с тем, они отмечают: "...то, что выглядит в милонитах как грануляция, теперь приписывают отжигу сильно напряженных зерен, а не растиранию" (выделено нами) (Х. Вильямс и др., с. 174). Иными словами, эти авторы не ставят обязательным условием растирание породы с последующей перекристаллизацией перетертоей тонкозернистой массы, а, по сути, опирируют представлениями об обычной перекристаллизации под давлением.

Филлониты - породы, напоминающие филлиты и макроскопически обычно от них неотличимые, но образовавшиеся, подобно милонитам, за счет "грануляции" первоначально более крупнозернистых пород. В них широко протекают процессы химической переработки, приводящие к образованию шелковистых пленок слюды по плоскостям сланцеватости.

Судя по приведенным выше определениям, здесь выделяются две группы тектонитов: филлониты по Р-Т-условиям отвечают зеленосланцевой фации метаморфизма, а милониты - амфиболитовой.

Б. Бейли (1972) полагает, что катахластиты постепенно переходят в ненарушенные породы, а брекчии имеют с ними резкие границы. Это не

совсем так, ибо зоны тектонических брекчий обычно окружены ареалами катализитов, которые иногда распознаются лишь при петрографических исследованиях. Он же указывает на образование милонитов по поверхности проскальзывания горных пород. Весьма характерно, что никто из перечисленных выше авторов не приводит фактов перемещения или проскальзывания пород относительно друг друга по обе стороны от зоны милонитов – это просто предполагается или декларируется. Судя по геологическим данным, в природе могут реализоваться оба механизма, но для образования зрелых милонитов необходим режим длительного термостатирования для перераспределения вещества и образования метаморфической полосчатости.

По Х. Вильямсу и др. (1985), милониты и филлониты ограничены зонами интенсивных кратковременных напряжений, развитых обычно вдоль зон крупных разломов. Эти авторы полагают, что "...в такой обстановке приспособление минеральной ассоциации к местному Р-Т-режиму не в состоянии успеть за чисто механическим напряжением, вызывающим вязкое течение без разрыва сплошности или полную потерю прочности породами, испытывающими это воздействие" (с. 176).

В такой трактовке предполагается, что механические напряжения относительно кратковременны и ограничиваются явлениями вязкого течения, что выражается в линейном расположении минералов. Подобный подход верен для случая, когда минеральный состав тектонитов не отличается от исходной породы, по которой он образован. Для подавляющего числа случаев в тектонитах широко развиты новые фазы, что указывает на сопряженность процессов перекристаллизации с уменьшением размеров зерен, образованием новых фаз и общим рассланцеванием вновь образуемых тектонитов.

В шлифах милониты представляют собой тонкозернистые полосчатые породы, в которых отдельные полосы различаются по размеру зерен, минеральному составу и цвету. В зависимости от степени интенсивности процесса выделяются милониты различных уровней зрелости, что определяется в итоге степенью контрастности полос, сложенных минералами разного состава. Как правило, длинные оси минералов располагаются субпараллельно полосчатости, обтекая реликты минералов исходных пород, представленных овальными или уплощенными включениями, также ориентированными вдоль общей сланцеватости. Обычно эти включения сложены сильно деформированными минералами, что обнаруживается уже при просмотре шлифов. Вместе с тем, в милонитах высокой зрелости часто отмечается кристалло-порфироблесты, образовавшиеся за счет тонкозернистого агрегата милонита метасоматическим путем на регressiveной стадии его формирования после снятия стрессовых напряжений. Такие порфироблесты обычно не деформированы и внутри них можно встретить тонкозернистые реликты минералов милонитов.

При экстремальных давлениях в милонитах появляются скопления темного, оптически изотропного агрегата, обтекающего реликты минералов,

именуемого псевдотахилитом. Иногда он образует тонкие прожилки, которые пересекают обломки реликтовых зерен, но в общем параллельны общей линейности породы. Более вероятно, что это стекло, образовавшееся из сильно обводненного силикатного расплава при очень быстрой его закалке за счет возрастания общего давления. Или же это результат высокой степени механохимического диспергирования вещества за счет флюидных взрывов в теле милонита. До сих пор однозначного ответа на вопрос о происхождении псевдотахилитов не получено.

В некоторых случаях устанавливаются факты более позднего развития псевдотахилитов по отношению к милонитам. Так, в милонитах, развитых по филлитам, отмечается преобладание пластических деформаций на стадии милонитизации и смена их более поздними хрупкими, характеризуемыми образованием брекчий и псевдотахилитов (Beckholmen, 1982).

Хотя большинство авторов предполагают, что псевдотахилиты образовались за счет выделения теплоты трения, здесь более вероятно другое объяснение. Судя по морфологии прожилков псевдотахилитов, они характеризуют стадию хрупких деформаций, когда в ходе мелких передвижек в теле милонита могут возникать узкие и непротяженные трещины отрыва. Учитывая напряженное состояние милонита и его высокую флюидонасыщенность (особенно H_2O), сброс части общего давления в локальном объеме может сопровождаться мгновенным расплавлением кислого низкотемпературного субстрата в интервале 550–600°C. В тех случаях, когда температура образования милонитов ниже (Летников и др., 1986), может происходить дезинтеграция породы, когда при снятии давления будут иметь место явления флюидного взрыва и локального плавления тонкодисперсной фазы. Из приведенных выше определений видно, что для милонитов и филлитов наиболее характерным является образование четко выраженной полосчатости или сланцеватости.

Д. Флинн (1967) в обзорной статье по деформации пород при метаморфизме рассматривает три главных механизма образования ориентированных плоскостных текстур, возникающих при деформации или направленном давлении: трансляционное скольжение, диффузия, течение границ зерен. По заключению самого автора, ни один из перечисленных механизмов не может в полной мере объяснить особенности деформации и перекристаллизации широкого круга силикатных пород (механизм трансляционного скольжения в какой-то мере справедлив для объяснения течения мраморов). Более эффективным и универсальным является механизм формирования ориентированных структур с участием флюидной фазы, рассмотренный Г.Т. Остапенко (1977).

Разделенные Б. Зандером (Sander, 1930) по типам структур две группы – S- и B-тектониты – обычно не очень четко отличаются друг от друга. S-тектониты – это породы с одним рядом S-плоскостей, и милониты являются их наиболее типичными представителями. При рассмотрении особенности формирования милонитов (Lister, Snook, 1984) выделяются два типа плоскостных структур: S-поверхности, связанные с накоп-

лением конечной деформации, т.е. пластическим течением всего объема породы, и S-поверхности - зоны концентрации относительно крупных сколовых деформаций, или поверхности раздела при тектонических перемещениях. Авторы подчеркивают, что в чистом виде эти два типа не проявляются и в различных соотношениях обычно развиты внутри тел тектонитов. Тектониты с преобладанием S-поверхностей типичны для зон рассланцевания в гранитоидах, а S-C-милониты развиты в кварц-мусковитовых сланцах. На основании многочисленных примеров авторы предлагаю выделить особый тип S-C-тектонитов, в которых сочетаются процессы ламинарного течения и сколовых деформаций. Скорее всего эти два явления разорваны во времени и отражают разные стадии единого процесса.

Широкое применение аналитических методов для решения вопросов мас-сопреноса при эндогенных процессах применительно к тектонитам дало принципиально новый материал, указывающий на то, что высокоорганизованные зрелые тектониты с четко выраженной полосчатой структурой формируются при активном воздействии восходящих флюидных потоков, имевших глубинную природу.

Так, в милонитах надвига Арнаболл (Dixon, Williams, 1983), развитых по гранито-гнейсам, происходит замещение Кшп тонкозернистым агрегатом Мус+Кв. На основании химических анализов и расчета балансов масс авторы приходят к выводу, что эти изменения связаны с привносом и выносом вещества в ходе формирования милонитов. Отмечен привнос К и Rb, вынос Na, Ca, Sr.

Детальные петрологические исследования позволяют проследить динамику формирования милонитов, выявить связь деформации с образованием новых фаз и оценить масштабы привноса и выноса вещества. Так, изучение процесса милонитизации гранодиоритов массива Аре в Альпах (Marquer et al., 1985), проявленного в стадию альпийского дозеленосланцевого метаморфизма, указывает на изменение состава породы от гранодиоритов до тектонитов Кв-Ab-Мус состава, когда новообразованные минералы слагают цемент милонитов. Выделяются главные стадии деформации: 1) изостропные или слабо разгнейсовые гранодиориты, 2) ортогнейсы (цемент 50%), 3) милониты (цемент 50%), 4) ультрамилониты (цемент 50%).

Для каждого окисла приводится формула, отражающая его поведение при переходе от гранодиорита до милонита: $X_n = f v (g_1/g_2) C_{n2} - C_{n1}$, где X - вынос-привнос, g - плотность, C - процент окисла на 100 г породы, $f v$ - объемный фактор (v_1/v_2).

Подвижными компонентами в этом процессе являются Ca, Na, K, Mg, Mn и H_2O . Характер изменения состава тектонитов определяется интенсивностью деформации и не зависит от размеров тектонических зон, а общий уровень преобразования исходных гранодиоритов определяется степенью взаимодействия в системе флюид-порода по мере нарастания деформации.

Как уже подчеркивалось, в последние годы ряд исследователей указывает на то, что перетирание и перемалывание пород в зоне формирования милонитов не является обязательным. Так, исследование микроструктурных особенностей милонитов в гранитах в нескольких зонах разломов (Dixon, Williams, 1983) указывает на наличие одинаковых структурных и реакционных преобразований, что в итоге обуславливает концентрацию напряжений (деформаций) в узких зонах рассланцевания. Перекристаллизация пород и появление ассоциации $\text{Мус}+\text{Кв} \rightarrow \text{Киш}+\text{Пл}$ свидетельствует о высокой подвижности флюидов в зонах рассланцевания именно в момент деформации. К аналогичному выводу приводит изучение в гранитах зоны милонитов мелового возраста в Калифорнии (Anderson, 1983). Устойчивость пары $\text{Кв}+\text{Мус}$ в милонитах указывает на то, что процесс сопровождался гидратацией и привносом в значительных количествах K .

Особый интерес представляют зоны тектонитов с проявлением Na -метасоматоза и вкрапленным редкометальным оруднением (Прохоров, 1984), когда бластокатаклизиты и бластомилониты контролируют и строение метасоматических талк с сингенетичным мелковкрапленным оруднением. В этом случае характерным является длительность эволюции флюидных систем, когда Na -метасоматоз проявляется и после формирования зон тектонитов. Явления интенсивного массопереноса устанавливаются в зонах милонитов, сопровождающих крупные разломы. Так, в милонитах развитых вдоль разлома, ограничивающего долину Дуная (Кногг, 1984), отчетливо устанавливается привнос K и Si , обусловивший развитие в милонитах кварцевых жил и калиевый метасоматоз, с одновременным выносом Ca , Na , Fe , Mg и Ti с переносом их в зонах карбонатизации и хлоритизации. Развитие милонитов сопровождается образованием слоистых (иллит, каолинит, хлорит, монтмориллонит) и смешанных (иллит-монтмориллонит, каолинит-монтмориллонит, хлорит-монтмориллонит) силикатов, с которыми связаны существенные концентрации элементов-примесей. В данном случае зафиксирован переход от средне- к низкотемпературным стадиям процесса, возможно, комплементарным. Развитие характерных перегенезисов в низкотемпературной зоне отражает течение процесса, сходного с явлениями аргиллизации.

Наряду с синтектоническими метасоматитами, нередко представленными зонами милонитов, отмечаются аналогичные породы, приуроченные к долгоживущим глубинным зонам активизации в докембрийском субстрате. Выделенная нами на Кокчетавской глыбе срединная зона активизации, в частности, характеризуется длительностью проявления эндогенных процессов до нескольких сот миллионов лет (Летников и др., 1975). Для завершающих стадий характерно широкое проявление калиевого или калий-алюминий-кремниевого метасоматоза с формированием своеобразных синтектонических метасоматитов, имеющих облик мусковитовых или кварц-мусковитовых сланцев, замещающих на протяжении нескольких десятков километров зоны все породы, в том числе эклогиты и амфиболиты.

В тех случаях, когда вдоль тектонических зон происходит миграция глубинных флюидов, минеральный состав тектонитов во многом определяется флюидным режимом такой зоны. Наиболее наглядно это показано на большом количестве изученных зон в докембрии Прибайкалья (Летников и др., 1986). Подобные явления описаны и в более молодых комплексах. Так, например, в Пиренеях описано несколько милонитовых зон, образованных при дефиците H_2O (Macaya, 1983). Исходные гранодиоритовые гнейсы состоят из кварца, олигоклаз-андезина, ортоклаз-микроперитита, биотита и мусковита, реже отмечаются силлиманит, альмандин и кордиерит. Милониты по гнейсам сложены порфирокластами плагиоклаза или ортоклаза таблитчатой или карендашной формы и мелкозернистой кварц-полевошпатовой массой, встречаются монокристаллические ленты перекристаллизованного кварца. Низкое содержание H_2O во флюидах доказывается сохранностью ассоциации Орт + Сил в поле устойчивости парагенезиса Мус + Кв и флюидных включений, состоящих из частей CO_2 .

Наибольшие трудности в диагностике и классификации тектонитов обычны в зонах крупных разломов, где неравномерность распределения деформаций и различные прочностные свойства пород, наряду с неодинаковой степенью флюидной переработки, создают сложную и пеструю картину. Так, в Кумаунских Малых Гималаях описана зона милонитов шириной 6–8 км (Bhattacharya, Aragwal, 1985), в которой различаются II петрографических разновидностей милонитов: протомилониты, бластомилониты, ультрамилониты, различные катаkläзиты и т.д. Отмечена новая разновидность – квазимилонит, который имеет ряд особенностей милонитов (грануляция кварца, ориентировка слюд и т.д.), но отсутствует характерная для милонитов полосчатость и нет порфирокластов. Выделяются три главных типа структур: 1) сильно развитое милонитовое рассланцевание; 2) несквозные элементы сланцеватости – трещины в полевошпатовых порфирокластах, указывающие на переход от петрографических к хрупким деформациям; 3) микроструктурные дефекты в минералах, проявленные в условиях гетерогенной деформации. Иными словами, две и три разновидности можно отнести к катаkläзитам, обычно развитым автономно или во внешнем ореоле зон милонитов. Из изложенного видно, что в достаточной мере открытым остается вопрос о степени перетирания или перемалывания горных пород в зонах милонитов. Дело в том, что признаки перетирания и перекристаллизации минералов под воздействием стресса и флюидного давления во многом конвергентны. Перекристаллизация породы, приводящая к появлению метаморфической полосчатости в милонитах, может происходить и без предварительного истирания и перемалывания, как это имеет место в обычных метаморфических породах средней и высокой степеней метаморфизма. Поэтому считать всякую милонитовую зону плоскостью, вдоль которой происходит перемещение блоков пород, нельзя. Для этого необходимо иметь и геологические доказательства такого перемещения. Более того, даже в крупных разломах, зонах надвигов со структурами меланжа происходит

перетирание, перемалывание и дезинтеграция вдоль плоскости смещения громадных масс пород, но милонитов большей частью не бывает, хотя степень общей тектонической переработки пород велика. Для подобных зон более типичны катаклазиты и зоны тектонических брекчий.

В тех случаях, когда деформации подвергаются пачки различной степени компетентности, нередки случаи будинажа с образованием не очень четко распознаваемых псевдоконгломератов. Например, в Замбии описаны псевдоконгломераты, представленные "гальками" кварцитов в субстрате Кв-Мус-сланцев (Umetriga, Suwa, 1983). Эти породы возникли за счет полидеформационных событий – растяжения вдоль скоистости (двойной будинаж), сдвиговых движений (кливаж), приведших к появлению брускатовидных обособлений кварца, перемещения или вращения их в осевой плоскости складок. Судя по описанию, процесс характеризуется лишь механическими явлениями и не сопровождается образованием новых фаз, привносом и выносом компонентов. В случае, когда за этапом образования милонитов следует проявление складчатости, зоны протяженных милонитов могут быть смыты в складки, как это установлено в провинции Сеговия в Испании (Masaya, 1983). Здесь мощные зоны милонитов были сформированы во время второй фазы герцинской складчатости в виде прямолинейных вертикальных зон, а во время третьей фазы были смыты в складки.

Классификация тектонитов

Традиционно в основу любых классификаций горных пород кладутся следующие признаки: минералогический состав, структура и текстура, химический состав. Для суждения об условиях образования привлекаются данные по условиям залегания пород, Р-Т-условиям их образования, полученных по геотермобарометрам, петрогенетическим сеткам или по другим данным, определения абсолютного возраста, изотопные соотношения и другие методы исследований.

На основании изучения строения разломов Алданского и Украинского щитов В.И.Казанский (1972), развивая идеи В.М.Крейтера (1956) о вертикальной структурной зональности дисъюнктивов, выделил пять глубинных уровней дислокационного метаморфизма (сверху вниз): "сухие" зоны брекчирования и трещиноватости горных пород (I); дисъюнктивные нарушения с глиняками трения (II); зоны эпидот-хлоритовых милонитов и катаклазитов (III); зоны биотит-амфиболовых бластомилонитов и бластокатаклазитов (IV); зоны инъекционных мигматитов, будинажа и внутриразломных складок (V).

В.И.Казанский подчеркивает, что переходы между разными уровнями дислокационного метаморфизма, особенно нижними, как правило, недоступны для непосредственного наблюдения.

Прежде чем перейти к классификации тектонитов, необходимо подчеркнуть неоправданно широкое применение терминов "область" и "области" применительно к милонитам, в связи с чем даже предлагается (Heitz-

Таблица 41

Структурная типизация тектонитов^х (Гречишников, Крамар, 1980)

Тип тектонитов	Количество мелкоперетертого материала, %	Размер мелкоперетертого материала, мм	Размер ката- кластов, мм	Текстура	Краткая характеристика	Степень катакла- за, балл
Катаклазиты с доцементной структурой	До 10	0,03-0,08	1-5	Сохраняется текстура исходной породы	Наличие мелких трещин и спорадически разбитых быстро выклинивающихся микрозон дробления	1
Катаклазиты с цементной структурой	От 10 до 30	0,02-0,3	0,5-2,5	То же	Состоят из обломков минеральных зерен или ката- кластов исходной породы, окруженных тонко раздробленным материалом. Исходная порода диагностируется легко	2
Катаклазиты с порфирокластической структурой	От 30 до 50	0,02-0,03	0,5-1,5	Брекчевидная	Отличаются от катаклазитов с цементной структурой относительно большим количеством тонко- раздробленного материала, в котором заключены порфирокласти, являющиеся фрагментами исходной породы	3
Микробрекчи	От 50 до 70	0,01-0,5	0,5-10	Микробрекчевая	Отличаются от катаклазитов с порфирокластической структурой большим количеством тонко- перетертого материала, цементирующего мелкие остроугольные обломки, и ярко выраженным брекчевидным обликом. Исходные породы диагностируются с трудом	4
Милониты с грубомилонитовой структурой (грубомилониты)	От 50 до 70	0,01-0,3	0,5-1,0	Сланцеватая, очково-сланцевая	Состоит из тонкоперетертого материала, содержащего обломки минеральных зерен исходной породы. Отличаются от микробрекчии сланцеватым сложением и овальной формой обломков, вытянутых вдоль сланцеватости милонита. Наличие в милоните округленных порфирокластов придает породе очково-сланцеватый облик. Исходная порода диагностируется с трудом	5
Милониты с тонкомилонитовой структурой (тонкомилониты)	От 70 до 90	0,01-0,3	0,3-0,7	Сланцеватая	Отличаются от милонитов с грубомилонитовой структурой большим количеством тонкоперетертого материала и более мелкими порфиробластами, представляющими собой обломки минеральных зерен, хорошо округленные и вытянутые согласно сланцеватости основной массы тонкоперетертой породы. Исходная порода не диагностируется	6
Ультрамилониты	90	0,01	0,3	То же	Порфирокласти отсутствуют. Исходные породы не диагностируются	7
Псевдотахилиты	100	0,06	0,001	Афанитовая	Имеют стекловатый афанитовый облик. Исходная порода не диагностируется	8

^х Тектониты с явными признаками перекристаллизации, т.е. претерпевшие процесс бластеза, относятся к группе бластокатаклазитов и бластомилонитов и характеризуются структурами, в название которых вводится приставка бласто-, например, бластоцементная.

Таблица 42

Петрологическая систематика бластомионитов Прибайкалья (Летников и др., 1986)

Подкласс	Группа (по химизму исходных пород)			Перераспределение элементов в бластомионитах	
	Основного состава, 44-53% SiO ₂	Среднего состава, 53-64% SiO ₂	Кислого состава, 64-78% SiO ₂	Привнос	Вынос
Среднетемпературный (T=400-560°C)	Биотит-плагиоклаз-рогообманковые (T=575-590°C)	-	-	Al, Na, K, F (+Si); Li, Rb, Sr, U, Th, ±(Cr, Ni, Pb)	Fe, Mn, Mg, Ca±Ti, P; Au
	Плагиоклаз-рогообманковые (T=525-550°C)	-	-	Si, Na(+CO ₂); Li, Sr, Pb, Th±(Sc, V)	Ti, Al, Mg, Fe, Ca; Cr, Ni±(V, Co, Sc)
	Биотит-плагиоклаз-рогообманковые (T=550°C)	Плагиоклаз-рогообманково-биотитовые	-	K±(CO ₂ , F); Li, Rb, Co, Th±(Sr, V, U, Sn, Cr, Ni)	Si, Na, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, P, +(F, CO ₂ ±(Cr, Ni, V, U, Sr))
	Кварц-плагиоклаз-биотитовые	-	-	K±(CO ₂ , Si, Al, Na); Li, Rb, Sr, Th±(U, Pb, Cr)	Ti, Mg, Mn, Ca, Fe, P±(Si, Na); Sc, V, Co, Ni, Sn±Pb, Cr
	-	Кварц-плагиоклаз-биотитовые	Кварц-плагиоклаз-биотитовые	Si, Na; Li±(Sc, U, Th)	Fe, Mg, Mn, Ca, Al, K±Ti; Rb, Sr, Sc, Pb, V, Cr, Co, Ni(U, Th)
	-	-	Кварц-плагиоклаз-эпидот-биотитовые	Na, Al, Mg; Pb, U, Th	Si, Ti, Mn, Ca, Rb, Sr, V, Cr, Sc, Ce, Ni
	-	Кварц-плагиоклаз-биотит-мусковитовые	Кварц-плагиоклаз-биотит-мусковитовые	Si±K; Pb, Sn ?	Ti, Fe, Mn, Mg, Ca±Na; Sr, V, Cr, Co, Ni±(Li, Rb)
	Плагиоклаз-хлорит-рогообманковые (T=530-540°C)	-	-	Na±(Li, Pb); Sr, V, Cr, Ni, Co±	Si, Mg
	Альбит-хлорит-актинолитовые (T=470-520 °C)	-	-	Mg, Ca, CO ₂ , F; Li, Cr, Co ₂ , Ni±(Rb, Sc)	Si, Ti, Fe, Mn, Na, P; Sr, Sn
	Биотит-хлорит-кальцитовые (T=300-400°C)	Серицит-хлорит-кальцитовые	-	Ca, CO ₂ ±(K, Mg, Pb); Li, Rb±(Cr, Ni, Co)	Mg, Ti, Na, P±(Si, Al, Fe, Mn); Sr±(Cr, Ni, Co, Zn, Cu, Sc, Pb)
Низкотемпературный (T<400°C)	-	Кварц-альбит-хлорит-кальцитовые	Mg, Ca±(Al, Ti, Fe, Na, Mn, CO ₂ , F; Co, Ni, V, Cr±(Sc, Sr))	Si, K±(Ti, Mn, P, Fe, Al); Sr, Pb, Rb	
	-	Кварц-хлорит-серicitовые	Si, Mg, F; Li, Mg, F; Li, Zn, Sc	Ti, Al, Fe, Ca, Na, K; Ni, Cr, Sc, Pb, Sr, Rb, K, Na; Co, Ni, V±(Cr, Au, Sr)	
	-	Биотит-эпидот-кальцит-серicitовые	Mg, Ca, F±(Al, Fe, Ti, Mn, CO ₂ ±(Li, Sr, Sc, Co, V±(Pb, U))	Si, K±(Al, Fe, Na); Sn, Rb, Cr, Ni, V, Au?	
	Хлорит-гидрослюдистые	Хлорит-гидрослюдистые	-	H ₂ O, CO ₂ , F; Li, Co, Ni, Cr±(Sc, V), Mg, K±Fe, H ₂ O, CO ₂ , F; Li, Rb, Sr, Ba, Be, Cr, Co, Ni±(V, Zn)	Si, Ti, Al, Mn, Ca, Na, P; Rb, Ba, Sr, Zn, Sn±(V, Rb); Si, Al, Mn, Ca, Na, P; Sr, Pb±(V, Zn)

шапп, 1985) термин "blastomylonite" упразднить. Действительно, бластез - это процесс перекристаллизации в твердом состоянии исходной горной породы во вновь образующуюся метаморфическую породу. "Бласто" употребляется в начале или в конце сложного термина, указывая на процесс перекристаллизации в твердом состоянии. В начале слова "blasto" означает, что следы прежней структуры, измененные перекристаллизацией, еще могут быть распознаваемы, а в окончаниях (blastoviy,blasticheskiy) указывает на новоприобретенный структурный облик (Геологический..., 1973). Так как процесс минералообразования в тектонитах совершается в твердом виде, то, по сути дела, все они продукты бластеза - перекристаллизация в твердом виде при реализации разнообразных механизмов и активном участии межзерновой флюидной фазы. Соответственно предлагается такое деление тектонитов: протомилониты (протокатаклизиты), милониты (катализиты), ультрамилониты (ультракатаклизиты), с учетом того, что катаклизиты не имеют ориентированной текстуры и возникают при крупных деформациях (Heitzmann, 1985).

К близкому выводу приходят Н.П.Гречишников и О.А.Крамар (1980), изучавшие тектониты в докембрийских зонах разломов. Для тектонитов, развивающихся по гранитоидам и альбититам, ими составлена классификация, где приведены количественные показатели интенсивности тектонической переработки пород в баллах (табл.41). Эта классификация позволяет по шлифам, отобранным через 5-10 м, вести картирование зон тектонитов или крупных разломов. И хотя она составлена для тектонитов по кислым породам, заложенные в ней принципы пригодны и для сопоставления тектонитов по другим типам пород и классификация может быть рекомендована для целей картирования.

К сожалению, при проведении петрохимических исследований авторы не всегда отделяли явления синтектонического метасоматоза от более поздних этапов наложенного метасоматоза, но полученные результаты однозначно указывают на значительный массоперенос вещества при формировании милонитов. Во всех изученных ими милонитах широко развита альбитизация, что сопровождалось привносом Na , K , Ca , CO_2 и повышением окислительного потенциала в системе; выносом Si , Ti , Al , Mg . На завершающей стадии процесса альбитизация широко проявилось окварцевание, сопровождавшееся привносом SiO_2 и выносом всех остальных компонентов.

Отдавая дань устоявшейся традиции, в сноске к своей таблице авторы рекомендуют к тектонитам, претерпевшим "явные признаки перекристаллизации, т.е. претерпевшим процесс бластеза", вводить приставку бласто-, например, бластоцементная структура. На наш взгляд, это излишне, ибо даже в очень мелкозернистых тектонитах при среднем увеличении отчетливо прослеживаются явления перекристаллизации и термин "blasto" является излишним.

Дальнейшее, более детальное изучение тектонитов, развитых по породам различной степени метаморфизма и в породах разного состава в до-

кембрии Прибайкалья (Летников и др., 1986), позволило подойти к классификации милонитов по принципу выделения минеральных фаций в основных, средних и кислых породах с оценкой температур формирования тектонитов и общей направленностью процессов привноса и выноса вещества (табл. 42).

На основании детальных петрографических исследований вокруг зон милонитов установлены ореолы катахлазитов с развитием в них характерных метасоматических преобразований регрессивного характера. Ширина зон катахлазитов колеблется в широких пределах и в большинстве случаев меньше мощности зон милонитов, хотя иногда отмечаются и обратные соотношения. Широко проявлены процессы привноса в катахлазиты элементов, выносимых флюидами из зоны милонитов, что указывает на одновременность их формирования.

В милонитах по гранулитовому комплексу Шарыжалгая было установлено два типа метасоматоза в тектонитах $Si-K-Na$ и $Ca-Mg-Fe$. Исходя из представлений о миграции из мантии гранитизирующих компонентов (Коржинский, 1953), можно полагать, что $Si-Na-K$ -метасоматоз в тектонитах по своей природе является первичным, особенно на уровне гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, а $Fe-Ca-Mg$ - вторичным, комплементарным ей во времени и пространстве. В этом плане фиксация в тектонитах метасоматитов $Si-K-Na$ или $Ca-Mg-Fe$ -типов указывает на положение относительно очагов гранитизации и гранитообразования и приуроченность к определенным зонам земной коры.

Большой фактический материал, полученный при изучении милонитов в обширном Прибайкальском регионе, однозначно указывает на то, что они в основной своей массе являются синтектоническими метасоматитами. Отличие милонитов от типичных метаморфических пород заключается в том, что тектониты формируются при активном массопереносе, сопровождаемом метасоматическими процессами. С другой стороны, наличие стressevых нагрузок приводит к дифференциации вещества в зоне и формированию тонкорассланцеванных тектонитов, напоминающих метаморфические породы. Иными словами, это синтектонические метасоматиты, отличающиеся по условиям образования от типичных метаморфитов и метасоматитов. Этот механизм не является универсальным, ибо в зонах крупных разломов могут проявляться процессы образования тектонитов высокой зрелости за счет автономного перераспределения флюидов и компонентов самой породы без значительного привноса и выноса вещества. К тому же, как это будет показано ниже, во всех случаях, когда проводились детальные петрохимические и геохимические исследования тектонитов, в различных геологических обстановках явления массопереноса устанавливались однозначно. В еще большей мере это относится к флюидам, наиболее подвижной компоненте любой тектонической зоны (Летников и др., 1986).

Систематическое изучение распределения флюидных компонентов в тектонитах и вмещающих их породах, проведенное нами в Прибайкалье (Лет-

ников и др., 1986), дало основание для следующих выводов: 1) во всех случаях флюидная составляющая тектонитов по составу и содержанию отличается от таковой в исходных породах; 2) устанавливается флюидный массоперенос вдоль зон милонитов, когда флюидопроводность таких зон растет по мере увеличения степени их зрелости; 3) в докембрии Прибайкалья выделяются в тектонитах два полярных типа флюидных систем. К первому относятся все тектониты по породам архейского гранулитового комплексов и более молодым породам основного состава. Для них характерны минимальные отношения H_2/C , свойственные отчасти и исходным породам, и широкий диапазон H_2/H_2O с фиксацией значительного уровня восстановленности флюида, не отмеченного больше нигде в тектонических зонах по другим породам. К другой группе относятся малоглубинные тектониты по протерозойским эфузивам кислого и среднего составов. Им свойственны высокие уровни окисленности флюидов и максимальные для тектонитов отношения H_2/C , указывающие на существенно водородный тип флюидных систем. Все другие представители занимают промежуточное положение и отражают различные уровни зарождения и эволюции флюидных систем, тесно связанных с эндогенным режимом формирования вмещающих их комплексов.

На основании микрозондовых анализов минералов тектонитов и с использованием геотермобарометров Амф-Пл (Плюснина, 1983); Гр-Би (Перчук и др., 1983); Амф-Пл, Би-Амф (Перчук, Рябчиков, 1976); Хл-Мус (Котов, 1975) все зоны милонитов укладываются в основном в Т-интервал 500–600 $^{\circ}$ С и в меньшей мере – 400–500 $^{\circ}$ С (см. табл. 42), хотя следует указать на полуэмпирический характер некоторых геотермометров и не очень высокую точность определения Т. В еще большей мере это относится к данным по давлению, но с учетом систематической ошибки изученные парагенезисы можно сопоставить между собой. Преобладающая часть определений укладывается в интервал 6–8 кбар.

Значительная часть определений получена по Амф-Пл-геотермобарометру Л.П. Плюсниной, где мы предполагаем некоторое завышение по Р, и, судя по парагенетическим ассоциациям, она на 1,5–2 кбар ниже. Но так как мы по этому методу сравниваем однотипные метасоматиты с Амф-Пл-ассоциациями, то они вполне сопоставимы друг с другом. При наиболее высоких Р формировались высокотемпературные милониты в гранулитовом комплексе. Меньшими давлениями характеризовались условия образования Гр-Би-Ди-тектонитов среди пород зеленосланцевой фации и минимальными – тектонитов по габброидам Бирхинского массива. В общем виде это соответствует глубинам, на которых происходило формирование тектонитов.

Минеральные типы милонитов приведены в табл. 42, где сведены все зоны изученных в докембрии Прибайкалья тектонитов. В случае, когда близкие по минеральному составу милониты повторяются в одном классе пород, например, Кв-Пл-Би по кислым породам, то это обусловлено различиями в привносе и выносе компонентов при их формировании. В общем

виде выделяются группы элементов, характерные для каждой группы ми-лонитов. Так, K-Na-Si-метасоматоз способствует переводу в подвижное состояние V, Cr, Sc, Co, Ni, Fe, Au, а Mg-Ca-Fe - Rb, Sr, Pb, U, Th. Изменение флюидного режима процесса или расширение круга петрогенных элементов, определяющих тип метасоматоза, обуславливает некоторые вариации состава выделенных групп. Если полагать, что по вертикали милюниты сменяются катализитами и зонами брекчирования, то именно этот диапазон наиболее благоприятен для локализации значительных масс рудного вещества. Это вовсе не исключает образования здесь высокотемпературных рудных месторождений, что было продемонстрировано В.И. Казанским на примере редкометальных и редкоземельных метасоматитов.

Судя по общей направленности процесса, к этим же уровням тектонических зон должны тяготеть участки Mg-Ca-Fe- метасоматоза (хлоритизация, карбонатизация, эпидотизация и т.д.). Необходимо подчеркнуть, что проявление Mg-Ca-Fe-метасоматоза еще не означает обязательной связи с метасоматитами сульфидов золота и серебра, так как для данных типов оруденения нужен восстановительный режим, а образование сульфидов требует высоких концентраций S^{2-} .

Необходимо выделять две стороны изучаемого явления: перевод в подвижное состояние рудных компонентов может осуществляться флюидами различного состава, а концентрирование в виде рудных скоплений может произойти лишь при благоприятном флюидном режиме и высокой концентрации анионов, на базе которой возникает рудная минерализация (S, O, F, CO_2 и т.д.).

Как нами указывалось ранее (Летников, 1983; Летников и др., 1986), зоны тектонитов с восстановительным флюидным режимом являются благоприятными структурами для образования в них мелких зерен алмаза, рассеянного в массе милюнитов (не более 0,2 мм). Вероятно, такова природа алмазов в графитовых сланцах Нимба в Либерии (Haggerty et al., 1981). Сделанный вывод приобретает еще больший вес в свете открытия (Chopin, 1984) козсита и пиропа в голубых сланцах Западных Альп. Судя по высокобарическим минералам, общее давление здесь достигало 28 кбар, что дает основание для ревизии многих тектонических зон в аналогичной геологической обстановке, ибо при восстановительном флюидном режиме образование алмаза здесь более чем вероятно.

Особый интерес представляет изотопное датирование зрелых тектонитов. Так, субшелочные лептиты гранулитового комплекса Иферас (Мали) имеют возраст, определенный U-Pb-методом по циркону, 2120 ± 20 млн лет. По ним развиты зоны милюнитов, имеющие возраст 566 ± 8 млн лет (U-Pb по цирконам) и 535 ± 6 млн лет ($Ar^{39}-Ar^{40}$ по калишпатам), что, возможно, отражает начало и конец формирования зоны милюнитов (Lancelot et al., 1983). Авторы подчеркивают, что, несмотря на проявление последующих низкотемпературных деформаций, U-Pb-система циркона оставалась закрытой.

По нашим данным, возраст зон милонитов в архейском субстрате Шары-халгая датируется Rb-Sr изохронным методом в 350 млн лет (Летников и др., 1985). В обоих приведенных случаях устанавливается длительный временной интервал – порядка 1,5–2,0 млрд лет – между образованием метаморфического комплекса и проявлением в нем зон милонитов.

Из краткого обзора видно, что детальное изучение тектонитов только начинается и долгие годы они по сравнению с другими типами пород исследовались крайне незначительно. В первом приближении выделяются две группы тектонитов: 1) тектониты структур, глубоко дренирующих земную кору и литосферу, характеризующиеся значительным переносом петрогенных, рудных и флюидных компонентов; 2) тектониты локальных тектонических зон, покровов, надвигов, шарьяжей, структур меланжа, для которых явления массопереноса из глубинных эндогенных источников не типичны, и тектониты высокой степени зрелости в них редки.

В любом случае детальное изучение тектонитов, их типизация дадут геологу новый материал для познания геодинамической обстановки на время их проявления. Кроме высокой тектонической, петрологической и геохимической информативности этих пород необходимо подчеркнуть и их перспективы в отношении переноса и локализации рудного вещества.

Глава 10. Импактиты и импактные брекчи

Исследования последних двух десятилетий выявили важную породообразующую роль соударений малых космических тел (метеоритов, астероидов, комет) с твердыми поверхностями планет и их спутников, а также взаимных соударений этих тел в космосе (Сравнительная планетология, 1984). Продуктами таких соударений являются различные импактиты и импактные брекчи (контактные породы), установленные в древних импактных кратерах (астроблемах) на Земле (Геология астроблем, 1980; Ударные кратеры..., 1983), а также входящие в состав образований лунной поверхности и, вероятно, поверхностей других планет. Многие типы метеоритов также представляют собой такие брекчи, иногда с признаками ударного плавления (Додд, 1986; Taylor, 1982).

Факторы импактного породообразования. При импактном кратерообразовании происходит быстрая (доли секунды) смена ряда фаз процесса: 1) проникновение ударившего тела в породы мишени и их сжатие, 2) экспансия и образование транзитного (переходного) кратера, 3) трансформация транзитного кратера и заполнение его снизу путем быстрого возвратного смещения раздробленного цоколя и сверху за счет оседания выброшенного обломочного и расплавленного материала местных пород, 4) затухающая в радиальных направлениях ударная волна приводит к возникновению концентрических зон испарения, полного и частичного плавления и пластических деформаций, дробления и трещиноватости, из которых в структуре кратера сохраняются лишь реликты зон пластических деформаций и почти полностью зоны дробления и трещиноватости.

Вопросы преобразования горных пород ударными волнами рассмотрены в ряде специальных работ (Ударные кратеры..., 1983; Геология и петрология..., 1982).

Ведущими интенсивными факторами импактного породообразования является давление в радиально затухающей ударной волне, температура и массовая скорость частиц за ее фронтом, продолжительность сжатия, вектор скорости и скорость в потоке перемещаемого материала, его Р-Т-параметры и продолжительность транспортировки, Р-Т-условия в материале осевших выбросов и в раздробленном доколе, время выравнивания температур и некоторые другие планетные факторы, в частности, сила тяжести, параметры атмосферы, геотермический градиент места удара и пр. В числе экстенсивных факторов породообразования могут быть названы химический и минеральный состав пород-мишени, их конституционная и геометрическая структура (геологические неоднородности), плотность, пористость, прочность, динамическая вязкость подвижных систем, насыщенность флюидными компонентами и др.

По признаку происхождения в результате метеоритного удара импактиты и импактные брекчии могут быть выделены по аналогии с магматогенными, седиментогенными и метаморфогенными типами в особый коптогенный тип¹.

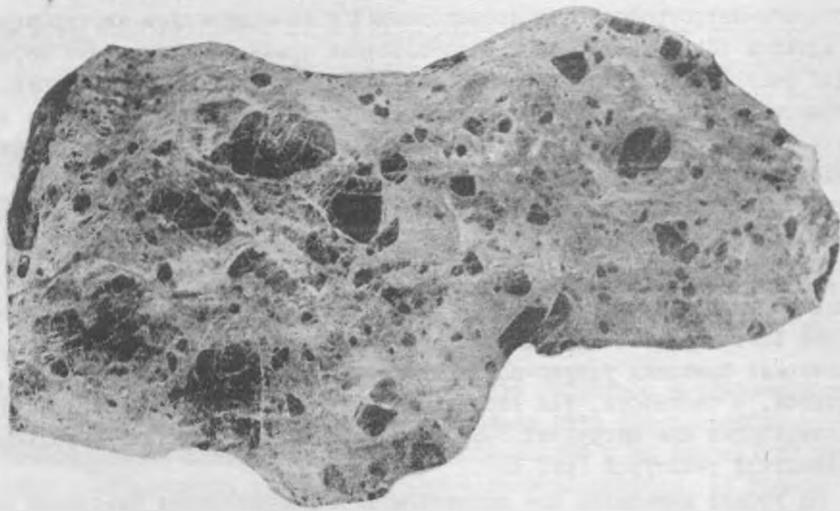
Петрографо-минералогические признаки. Одной из основных задач при геолого-петрографических исследованиях и геологическом картировании является поиск необходимых и достаточных признаков изучаемых пород для отнесения их к коптогенным образованиям, определение их принадлежности к той или иной таксономической категории, установление названия вида и разновидности. Импактиты и импактные брекчии могут быть внешне сходными с некоторыми эфузивными (лавы и пирокластолиты) породами и их гипабиссальными аналогами, различными тектонитами, в том числе меланжем, оползневыми и обвальными образованиями в т.п. Петрографические наблюдения в шлифах и определение характера преобразований породообразующих минералов имеют решающее значение при диагностике этих пород, хотя в ряде случаев существуют и надежные макроскопические признаки ударно-волновых преобразований пород, каковыми являются, в частности, так называемые конусы разрушения (сотрясения), возникающие при нагрузках 8-50 кбар (рис.42), и брекчии, обладающие цементной текстурой (рис.43).

На уровне минералов при импактном породообразовании различные превращения происходят в несколько этапов: при прохождении ударной волны - прогрессивный ударный метаморфизм (табл.43), при воздействии теп-

¹ Рассматриваемые в гл.10 и II породы в целом являются продуктами метаморфизма, поэтому Терминологической комиссией и Комиссией по метаморфизму и метаморфогенному рудообразованию Петрографического комитета рекомендовано выделить их в качестве самостоятельного класса внутри типа "метаморфические породы" (см. гл.1). (Примеч. ред.).



Р и с. 42. Конусы разрушения в известковистых песчаниках



Р и с. 43. Брекчия с цементной текстурой по кварцитам ("грис").
Отдельные обломки угловато-округлой формы заключены в тонко-
перетертом материале того же состава



Р и с. 44. Диаплектовый кварц с тремя системами планарных элементов, увел. 25, без анализатора

Т а б л и ц а 43

Схема ступеней прогрессивного ударного метаморфизма кристаллических пород (Stöffler, 1971)

Ступени ударного метаморфизма	Давление, кбар	Остаточная температура, °С	Характер изменения каркасных силикатов
0			Трециноватость в кварце и полевом шпате
I	100	100	Диаплектовые кварц и полевые шпаты
II	350	300	Диаплектовые кварцевые и полевошпатовые стекла
III	450	900	Расплавленные полевые шпаты (пузырчатые стекла)
IV	550-600	1300-1500	Гетерогенные стекла, возникающие при плавлении пород
	900	3000	

ла возникшего импактного расплава (пиromетаморфизм) и его охлаждения (кристаллизация, стеклование, рекристаллизация, перекристаллизация, полиморфные переходы и пр.), при воздействии водных растворов, циркулирующих в охлаждшейся толще пород (Масайтис и др., 1979). При этом возникает несколько групп кристаллических и стекловатых минеральных фаз, в том числе гипербарических полиморфов – коэсита, стилювита, алмаза, лонсдейлита. Наиболее характерным минералогическим признаком ударного метаморфизма умеренных степеней для кварцсодержащих пород являются планарные элементы (диаплектовый кварц, рис.44), указывающие на ударные нагрузки до 300–350 кбар. При более интенсивном сжатии кварц изотропизируется и переходит так же, как и полевые шпаты, в диаплектовое стекло.

Присутствие в импактитах и импактных брекчиях обломков минералов, несущих признаки ударных повреждений или преобразований, позволяет не только диагностировать эти породы, но и отличать их от образований, связанных с эндогенными процессами, и оценивать величину испытанных ими импульсных нагрузок и последующих послеударных температур (Stöfler, 1971; Вальтер, Гуров, 1979; Геология и петрология..., 1982; Ударные кратеры..., 1983). Важным диагностическим признаком импактитов является присутствие в них небольших количеств распыленного вещества ударивших тел (Базилевский и др., 1984).

Выделение и изучение импактных брекчий и импактитов по сравнению с другими типами пород, исходя из способа их образования, имеет ряд специфических особенностей и трудностей. Это связано прежде всего с неизоморфностью коптогенных пород во всех масштабах, с незакономерными переходами между отдельными группами и рядами пород, например, наблюдаемые в обнажениях сложные зоны перемешивания брекчий и импактитов, включения одних в другие и т.д. Сортировка пород отсутствует в небольшом их объеме (на уровне обнажения, штуфа, шлифа), но иногда проявляется в общем разрезе толщи.

Принципы классификации и систематики. Хотя между различными видами коптогенных пород существуют взаимопереходы, они могут быть классифицированы и систематизированы на основе ряда наблюдаемых структурных и вещественных признаков, одновременно позволяющих реконструировать агрегатное состояние компонентов породы в момент их формирования.

Принципы классификации и систематики коптогенных пород, а также соответствующие схемы рассматривались авторами в ряде специальных работ, где можно найти и подробное изложение подходов к их номенклатуре (Масайтис и др., 1978; Структуры и текстуры..., 1983; и др.). Здесь необходимо лишь коротко остановиться на использовании термина "импактит", рамки применения которого иногда неоправданно расширяются (Stöfler, 1974; Импактиты, 1981; Фельдман и др., 1982). Надо заметить, что Д. Штраффлер, первым предложивший использовать этот термин по отношению ко всем породам, в той или иной мере испытавшим воздействие

ударных нагрузок (в том числе и низких ступеней, когда еще исходные породы полностью сохраняют внешний облик и структурно-текстурные особенности), в последующих работах (Stoffler, 1982 и др.) говорит лишь об "импактных брекчиях" применительно ко всему спектру пород, возникавших при импактном породообразовании. В соответствии с рядом справочных руководств и словарей под импактитами следует понимать лишь те образования, в составе которых заметную роль (более 10% по объему) составляют продукты оклаудения и кристаллизации импактных расплавов. Хотя многие виды коптогенных пород содержат то или иное количество обломков, отдельные виды лишены их и не могут называться брекчиями. В то же время значительная часть литоидных брекчий в импактных кратерах вообще не содержит продуктов плавления. Брекчии, брекчированные и трещиноватые породы описываются под общим термином "импактные брекчии".

Среди коптогенных пород выделяются две основные категории – ударно-метаморфизованные породы, в которых еще различимы особенности первичного состава и структуры исходных пород, подвергшихся преобразованию (брекчированные породы, аутогенные брекчии, коптогокатализиты и др.), и ударно-метаморфические, которые подверглись существенной переработке при ударном воздействии и транспорте, приобрели иной состав и (или) иную текстуру (различные аллогенные брекчии, тагамиты и зювиты), что позволяет применить к ним в соответствии с петрографической практикой новые названия. Таким образом, ударно-метаморфическая природа процесса в целом оправдывает рассмотрение коптогенных пород вместе с метаморфитами.

Упрощенная схема классификации видов, основанная на характере нахождения соответствующих пород и степени преобразования первичного материала (дробления и ударного метаморфизма, включая ударное плавление), приведена в табл. 44. Расчленение коптогенных пород основывается на агрегатном составе образующих их обломков и частиц, а также цементирующей матрицы. В зависимости от состава обломков могут быть выделены литокласти, кристаллокласти и витрокласти. Первые два типа обломков в целом могут рассматриваться как эпикласти. В тех случаях, когда дроблению и распылению подвергаются слабо метаморфизованные осадочные породы, состоящие из окатанных зерен минералов, последние, входя в состав брекчий, описываются как гранокласти. Литокласти и кристаллокласти (гранокласти) – результат дробления исходных пород и их минералов, витрокласти – продукт распыления жидкого и полужидкого или остеклованного импактного расплава. Литокласти и кристаллокласти (эпикласти) всегда ксеноморфны, витрокласти могут быть как ксеноморфными, так и обладать собственными формами, обусловленными вязким состоянием фрагментов расплава в момент транспортировки и закоронения.

Матрица коптогенных пород – это либо тонкозернистая смесь обломков пород, минералов и стекол в разных количественных соотношениях, либо

Таблица 44

Схема классификации импактных брекчий и импактитов (Структуры и текстуры..., 1983; с изменениями)

Категория пород	Характер нахождения	Уменьшение размеров и увеличение количества обломков	Агрегатный состав обломков и частиц (1) и матрицы (2)*				
			1. Л. К.	Л. К. В.	Л. К. В.	Л. К.	-
			2 (К)	(К, В)	(К, В)	С	С
Ударно-метаморфические	Неперемещенный или незначительно перемещенный (аутогенный) материал		Брекчированные породы				
			Крупноблоковые и грубообломочные брекчии				
			Контокатаклазиты		Контокатаклазиты со стеклом		
			Контомилониты		Контомилониты со стеклом		
			Горная мука				
Ударно-метаморфические	Перемещенный (аллогенный) материал		Крупноблоковые брекчии		Крупноблоковые брекчии со стеклом		
			Грубообломочные брекчии		Грубообломочные брекчии со стеклом	Эвриты	
			Контокластиты		Контокластиты со стеклом		
						Тагамиты	
						Контогиалиниты (импактные стекла)	
Давление в ударной волне, ГПа		5-40		40-60		60-100	<100
Содержание продуктов закалки и кристаллизации импактного расплава, объем. %		Нет		< 10		10-90	50-100
						100	100

* Л - литокласти, К - кристаллокласти, В - витрокласти, С - стекло и продукты кристаллизации импактного расплава; в скобках - тонкодисперсное состояние того же материала в матрице.

Таблица 45

Схема систематики литифицированных контогенных пород, образующих геологические тела (Структуры и текстуры..., 1983; с изменениями)

Подкласс	Подразделения внутри подкласса	Группа	Ряд	Семейство	Вид
I. Импактные брекчии (главным образом продукты дробления мицелии, неперемещенные и перемещенные)	I.1. Аутогенные брекчии (неперемещенный или незначительно перемещенный материал)	Мономиктовая	-	Эпикластическое	Брекчированные породы мицелии; крупноблоковые и грубообломочные брекчии; контокатаклазиты; контомилониты; горная мука
	I.2. Аллогенные брекчии (перемещенный материал)	Мономиктова (а) Олигомиктова (б) Полимиктова (в)	-	Витроэпикластическое	Контокатаклазиты со стеклом; контомилониты со стеклом (псевдотахилиты)
2. Импактиты (главным образом перемещенные продукты плавления мицелии)	2.1. Импактиты I рода* (неперемещенный материал)	Весьма низкокремнеземистая (а) Низкокремнеземистая (б) Умеренно кремнеземистая (в)	-	Эпикластическое	Крупноблоковые брекчии; грубообломочные брекчии; контокластиты
	2.2. Импактиты II рода (перемещенный материал)	Высококремнеземистая (г) Весьма высококремнеземистая (д)	-	Витроэпикластическое	Крупноблоковые брекчии со стеклом; грубообломочные брекчии со стеклом; контокластиты со стеклом
		Тектокластический	Гиалиновое (кристаллическое)	Гиалиновое (кристаллическое)	Ударно-расплавленные породы мицелии
			Импактные стекла, шлаки (контогиалиниты)		
			Кристаллическое (гиалиновое)	Тагамиты	
			Витрокластическое		
			Эпивитрокластическое	Эвриты	
			Витроэпикластическое		

* Известны в виде включений в импактитах II рода.

продукт быстрого окаменения (стекло) или кристаллизации (агрегат микролитов+стекло) импактного расплава.

Общая систематика коптогенных пород, как и других, например, магматических (Классификация..., 1981), предусматривает ранжирование критерииов выделения в их составе отдельных таксонов – подклассов, групп, рядов, семейств, видов и разновидностей, причем с этой целью используются как признаки состава, структуры и текстуры, так и условия залегания отдельных геологических тел, сложенных различными сообществами пород (табл. 45).

Схема систематики включает только литифицированные породы в составе геологических тел. Импактиты первого рода (см. ниже) известны пока только в виде включений в импактитах второго рода, в то время как различные породы, входящие в подкласс аутогенных брекчий, помимо нахождения в составе аллогенных брекчий и импактивов второго рода в виде глыб и обломков, слагают и отдельные самостоятельные зоны в цоколе астроблем.

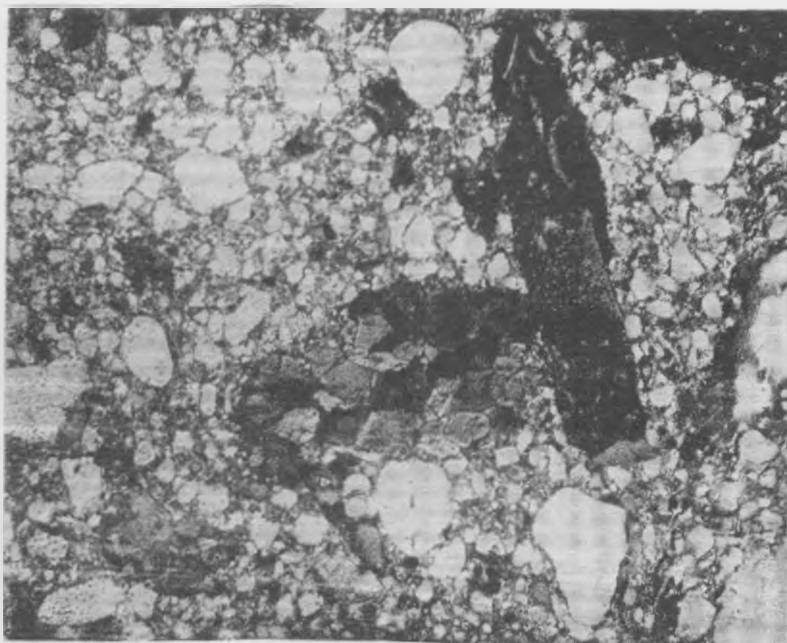
Подклассы коптогенных пород выделяются, исходя из степени преобразования исходного материала в процессе ударного метаморфизма и транспортировки, и отражают общие генетические особенности процессов формирования импактных брекчий и импактитов. По условиям залегания и степени гомогенизации материала могут быть выделены аутогенные и аллогенные брекчии в составе импактных брекчий и импактитов первого и второго рода среди импактитов¹. Так как импактиты первого рода распространены ограниченно и не известны в виде крупных геологических тел, то, по существу, могут быть рассмотрены три основных подкласса коптогенных пород.

1. Брекчированные породы и брекчии цоколя метеоритного кратера или астроблемы, образовавшиеся на месте залегания или частично испытавшие связные перемещения без перемещивания материала (автохтонные). В виде включений все они, кроме того, входят в состав двух других подклассов.

2. Брекчии, заполняющие кратер, образующие покровы выбросов и являющиеся перемещенными образованиями (альтохтонные). Крупноблоковые и грубообломочные брекчии обычно слагают нижние части коптогенной толщи, располагаясь непосредственно на раздробленных или трещиноватых породах цоколя (породах первого подкласса). Коптобластиты (рис. 45), мелкообломочные брекчии, образуют невыдержаные покровы, залегая непосредственно как на импактитах, так и на грубообломочных и крупноблоковых брекчиях.

3. Импактиты (второго рода), образующие пластообразные тела внутри кратера, а также встречающиеся в составе перемещенных брекчий (включения) или брекчированных пород цоколя (жилообразные тела). Зовут

¹ Далее в тексте, если не делается специальная оговорка, то под импактитами понимаются импактиты второго рода.



Р и с. 45. Импактная полимиктовая псаммитовая брекчия (контокластит).

В псаммитовом обломочном цементе заключены отдельные более крупные обломки карбонатных пород и кварцитов, в том числе с диаплактовым кварцем, увел. 20, без анализатора

(рис. 46) залегают обычно выше литоидных аллогенных брекчий или совместно с ними и также образуют плащеобразные тела, линзы, покровы. Тагамиты (рис. 47) слагают субгоризонтальные пластообразные или линзовидные и неправильные по форме тела различной мощности и протяженности, залегающие на истинном дне кратеров и внутри толщ аллогенных брекчий и зювитов. В брекчированных породах цоколя они нередко образуют дайки, жилы, маломощные линзы с нечеткими границами. Импактные стекла (контогиалиниты) образуют иногда мелкие тела, но чаще - бомбы, лапилли, обломки в аллогенных брекчиях и зювитах.

Условная граница между брекчиями и импактитами определяется присутствием в породах не менее чем 10% продуктов ударного плавления в виде фрагментов или цементирующей обломки матрицы.

Группы среди контогенных пород выделяются по составу. Импактные брекчии подразделяются, исходя из состава обломочного материала (мономиктовая, олигомиктовая, полимиктовая группы), импактиты второго рода (преимущественно тагамиты), исходя из их валового химического состава.



Рис. 46. Витрокластический спекшийся лапиллиевый зияйт, состоящий из обломков импактных стекол и светлой обломочно-стекловатой матрицы

В отличие от изверженных пород импактиты характеризуются гораздо более широким спектром вариаций содержаний SiO_2 , так как образуются за счет силикатных пород весьма разного состава, в том числе и осадочных. По уровню содержания кремнезема среди импактитов могут быть выделены следующие группы: весьма низкокремнеземистая (менее 50%); низкокремнеземистая (от 50 до 60%); умеренно кремнеземистая (от 60 до 70%); высококремнеземистая (от 70 до 80%); весьма высококремнеземистая (свыше 80%). Если сопоставить главнейшие особенности химического состава тагамитов и импактных стекол с таковыми для изверженных пород, используя для этой цели классификационную диаграмму кремнезем-сумма щелочей (рис. 48), то можно видеть, что большинство составов попадает в поле средних и кислых изверженных пород нормальной щелочности с редкими отклонениями в сторону субщелочных. Импактиты, отличающиеся основным породам, редки, а ультраосновным – пока не известны. В ряде кратеров встречены весьма богатые кремнеземом и бедные щелоч-

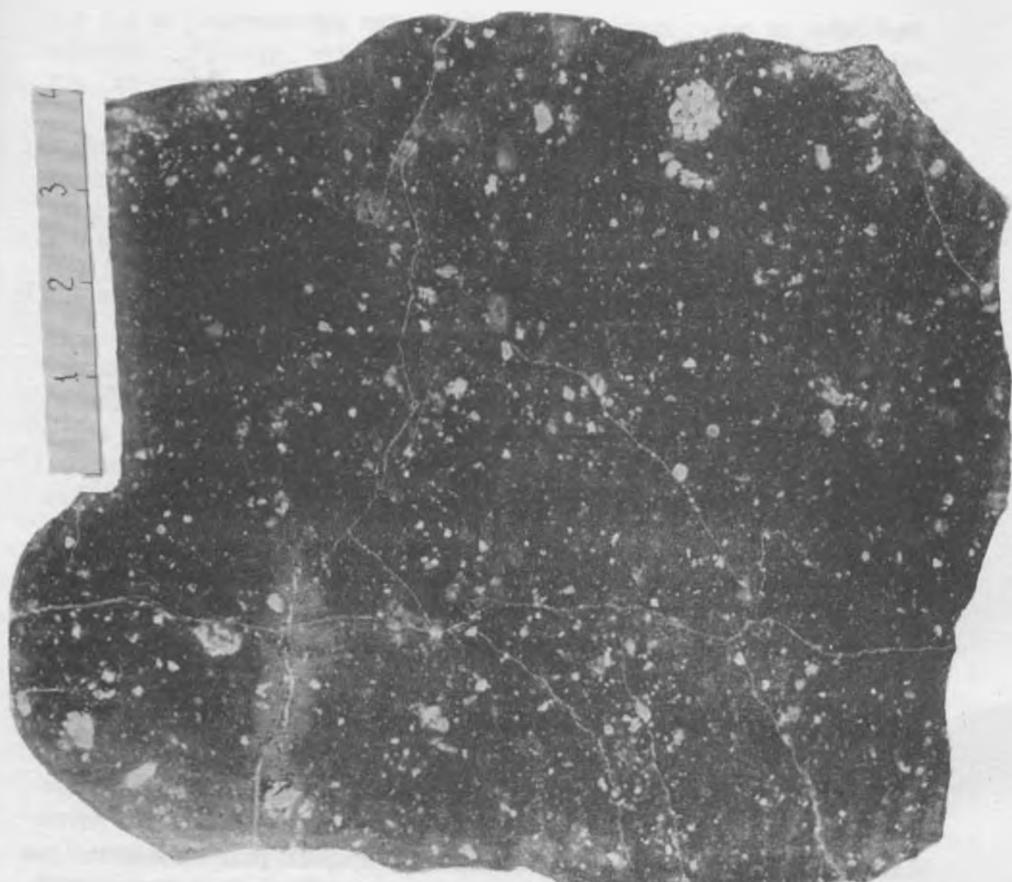


Рис. 47. Массивный тагамит, насыщенный кристаллокластами кварца и плагиоклаза

ми разновидности или же разновидности с резко повышенным содержанием глинозема, что определенно указывает на их образование за счет осадочных пород. К ним близки по составу и тектиты. Точки составов, располагающиеся выше абсциссы, соответствующей 5% содержанию щелочей, относятся к импактитам, возникшим за счет плавления изверженных и метаморфических пород. Из диаграммы следует, что большая часть известных тагамитов и стекол возникла при плавлении кристаллических субстратов, причем точки составов группируются вблизи среднего состава кристаллических щитов земной коры (Польдерварт, 1957).

Для отдаленных кратеров, где исходный субстрат гетерогенен, а глубокая гомогенизация частных расплавов не имела места, выявлены своего рода серии импактитов разного состава (на диаграмме соответствующие точки соединены линиями).

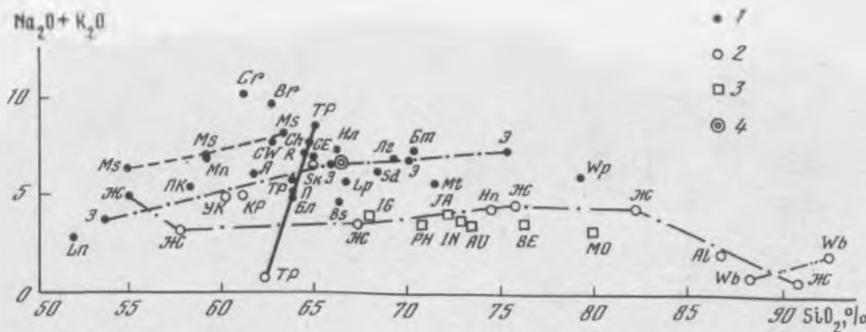


Рис. 48. Положение точек составов импактиков из ряда астроблем SiO_2 - сумма щелочей (здесь же нанесены точки составов текститов из отдельных полей рассеяния).

Импакти: 1 - кристаллический и 2 - осадочный субстрат; 3 - текститы; 4 - кристаллические щиты (средний состав); линиями соединены точки составов импактиков из отдельных астроблем и кратеров; территория СССР: Ж - Маманин, Э - Эльгыгытгын, ПК - Пучек-Катунки, УК - Усть-Кара, КР - Кара, ТР - Терни, Я - Янисъярви, Бз - "Западный", П - Попигай, Ил - Ильинцы, ЛГ - Логойск, Бт - Болтыш; зарубежные территории: Лн - Лонар, Мн - Мистастин, Мн - Манкуаган, Сг - Карсузэлл, СВ - Западный Клируотер, Вг - Брент, Р - Рис, Сн - Шарлевуа, СВ - Восточный Клируотер, Ск - Сааксярви, Вз - Босумтиви, Ир - Лашаярви, Сд - Садбери, Мт - Монтураки, Нп - Хеннибери, Вр - Уанапитей, Ал - Ауэллуп, Вб - Вабар; текститы: ИГ - Берег Слоновой кости, ФН - филиппиниты, ЯЛ - яваниты, ИН - индошиниты, АУ - австралииты, ВЕ - бедиазиты, МО - молдавиты

По особенностям матриц среди импактиков второго рода выделяются два ряда - тектический (от текто - оплавленный) и тектокластический, в текстурном отношении отвечающие соответственно массивным импактикам - тагамитам (продукты ударного плавления образуют матрицу пород) и обломочным импактикам - зевитам (продукты ударного плавления входят в породы в виде фрагментов).

Семейства коптогенных пород определяются агрегатным состоянием массы (матрицы), цементирующей обломки, которая незначительно развита или отсутствует в подклассе аутигенных брекчий. В импактических брекчиях матрица может быть эпикластической (кристаллокластической, литокластической) или же витроэпикластической (витрокристаллокластической, витролитокластической) с переходами. Более сложна и разнообразна матрица в классе импактиков. Импактикам первого рода присущ гиалиновый характер матрицы, которая может быть также и раскристаллизованной. В тектическом ряду импактиков второго рода выделяются семейства с гиалиновой и кристаллической матрицами с переходами между ними. В тектокластическом ряду соответственно выделяются семейства с витрокластической, эпивитрокластической и витроэпикластической матрицами.

Виды коптогенных пород выделяются, исходя также из признаков состава и строения, ведущими из которых являются гранулометрия кластов, их агрегатный состав, соотношение кластов разного состава, степень раскристаллизации текстуральной матрицы. Понятно, что критерии выделения видов в каждом подклассе или в каждом семействе могут быть различными. Набор видов в подклассах сравнительно ограниченный, более детальное расчленение может быть осуществлено путем выделения разновидностей, при этом принципы такого расчленения в значительной мере будут определяться целями исследования.

Виды аутогенной брекчии различаются по степени раздробленности материала и по количеству импактного стекла или продуктов его изменения, что в целом зависит от степени ударного преобразования пород (ударного метаморфизма и плавления); разновидности – гранулометрическим составом обломков.

В подклассе аутогенной брекчии в эпикластическом семействе при общем возрастании интенсивности дробления исходных пород и степени ударного воздействия выделяются несколько видов: 1) трещиноватые в различной степени брекчированные (частично смятые) породы и брекчии, нередко характеризующиеся цементной текстурой, сохранившие связность; 2) коптоказлиты, возникающие по плотным породам при некотором смещении отдельных фрагментов без существенного перемешивания материала; 3) коптомилониты (брекчии трения), образующиеся при дифференциальном перемещении сланцевого материала; исходные породы при этом полностью утрачивают первичную текстуру в структуру, не теряя при этом связности. К этим же породам примыкает и горная мука, представляющая почти несцементированный материал.

В витроэпикластическом семействе, где в составе брекчий появляются стекла плавления (или продукты их изменения), составляющие не более 10% по объему, выделяются соответствующие виды брекчий – коптоказлиты или коптомилониты со стеклом. Эти стекла могут иметь как ударное, так и частью фрикционное происхождение. К коптомилонитам со стек-

Таблица 46

Классификация импактных брекчий по гранулометрическому составу

Размер обломков, мм	Разновидность	Вид
0,1-2,0	Псаммито-алевритовая	Мелкообломочная (коптоказлит, горная мука)
2-10	Дресвяная	
10-200	Щебенчатая	Грубообломочная
200-1000	Глыбовая	
1000-100 000	Мегабрекчия	Крупноблочная
> 100 000	Клипленовская	

лом примыкают псевдотахилиты, состоящие в значительной мере из фрикционных стекол.

По гранулометрическому составу обломочного материала импактных брекций различается ряд разновидностей, объединенных в три вида (табл.46). При этом объемное содержание соответствующей фракции обломков, по размерности которой получает название разновидность, должно составлять не менее 50%. Дресчая и щебенчатая брекция, имеющие цементную текстуру, нередко носят наименование "гриз" (см. рис.43).

Помимо обломков, испытавших ударный метаморфизм низших степеней, в породах витроэпикастического семейства аллогенной брекции могут присутствовать в количестве до 10% продукты ударного плавления – фрагменты импактных стекол. При увеличении их количества осуществляется уже переход к тектокластическим импактитам – зюбитам. Разновидностью аллогенной брекции является мегабрекция, цемент которой представлен импактитами второго рода (преимущественно стекловатыми тагамитами), содержание которого в геологическом теле такой мегабрекции может достигать 10-15%.

Виды и разновидности импактитов. Импактиты по степени перемешивания расплавленного материала подразделяются на два подкласса (см. табл.46): импактиты I рода – породы, образованные более чем на 10 объем.% мономинеральными стеклами плавления или продуктами их кристаллизации и сохранившие текстурные особенности первичных пород; импактиты II рода – породы, образованные полиминеральными стеклами или продуктами их кристаллизации и полностью утратившие текстурные особенности первичных пород.

Импактиты I рода являются продуктом частичного или полного ударного плавления исходных пород, при котором не происходит последующего перемешивания их составных частей. В зависимости от состава первичных пород эти импактиты именуются ударно-расплавленными гранитами, гнейсами, базальтами, риолитами и т.д. Они обычно встречаются в виде включений в импактитах II рода или аллогенных брекциях. Между импактитами I и II рода существуют все переходы, отражающие различную интенсивность дифференциальных движений и перемешивания материала. Эти промежуточные породы, как правило, характеризуются сложными флюидальными и тектитовыми текстурами.

В семейство гиалиновых импактитов входят такие виды пород, как импактные стекла (контогиалиниты) и импактные шлаки, различающиеся по текстуре, иногда весьма сложной, тектитовой (рис.49).

Тагамиты отвечают семействам как кристаллических, так и гиалиновых импактитов тектического ряда. Они подразделяются по количественным соотношениям стекла и новообразованных кристаллов в матрице на три подвида – гиалиновые (до 10% кристаллов), гемикристаллические (10-90% кристаллов), голокристаллические (более 90% кристаллов). Ликвидусные фазы в тагамитах представлены обычно ферромагнезиальными силикатами (пироксены, реже оливин) и полевыми шпатами, иного-

да кордиеритом, магнетитом, вильменитом и др. Остаточные стекла в геми- и голокристаллических тагамитах почти всегда высококремнеземистые и относительно щелочные (рис.50). Следует четко разграничивать класты, нередко с признаками ударных повреждений (рис.51) или с реакционными каймами (см. рис.50) и микролиты. В отдельных астроблемах тагамиты иногда имеют собственные названия (кирниты, основные хаманшиниты и др.). Выделение разновидностей среди тагамитов может быть основано на разных признаках: по реконструируемой относительной начальной температуре импактного расплава – высокотемпературные, среднетемпературные и низкотемпературные (такие разновидности могут быть выделены и среди стекол); по насыщенности либо- и кристаллокластами (мио-, мезо- и плиоокластовые) и др. С учетом того, что тагамиты в каждой отдельной астроблеме характеризуются индивидуальными признаками, определяемыми местными особенностями (состав плавящегося материала, масштабы ударного плавления и перемешивания, степень контаминации кластами, формы залегания, характер охлаждения, последующие изменения и пр.), эти разновидности не будут полностью соответствовать таковым в других аналогичных структурах. По существу, эту же оговорку можно сделать и по отношению к разновидностям в тектокластическом ряду импактитов.

В тех случаях, когда изученность тагамитов достаточна, в качестве ведущих разновидностей, выделяемых по генезису, могут выступать тагамиты, различающиеся по относительной начальной температуре исходного импактного расплава. Дальнейшее подразделение может быть произведено по текстурным и структурным признакам, в частности, пористости, количеству включений, текстурному и структурному типу матрицы и т.п. В ряде астроблем относительно высоко- и низкотемпературные тагамиты (иногда с переходными разновидностями) слагают отдельные или тесно ассоциирующие простые тела. В зоне контактов этих тел обычно наблюдается сложная картина взаимопроникновения одной разновидности тагамитов в другую, причем размеры отдельных участков, капель, линз, шаров колеблются от долей миллиметра до 20–30 см. Возникает промежуточная гетеротакситовая разновидность тагамитов – результат смешения двух разнотемпературных фракций расплавов. Эта разновидность характеризуется сложными текстурами матрицы – эвтакситовыми, сферотакситовыми и др. Гетеротакситовые тагамиты могут слагать и небольшой мощности самостоятельные тела в структурах, где имеет место высокая степень распыления небольших порций импактного расплава.

В качестве разновидностей второго подвида тагамитов (гемикристаллических тагамитов) в зависимости от количества остаточного стекла различаются миогиалиновые тагамиты, не содержащие или бедные свежим полиминеральным стеклом, и плиогиалиновые тагамиты, богатые свежим полиминеральным стеклом. Миогиалиновые тагамиты возникают обычно за счет относительно низкотемпературных импактных расплавов, плиогиалиновые – за счет высокотемпературных.

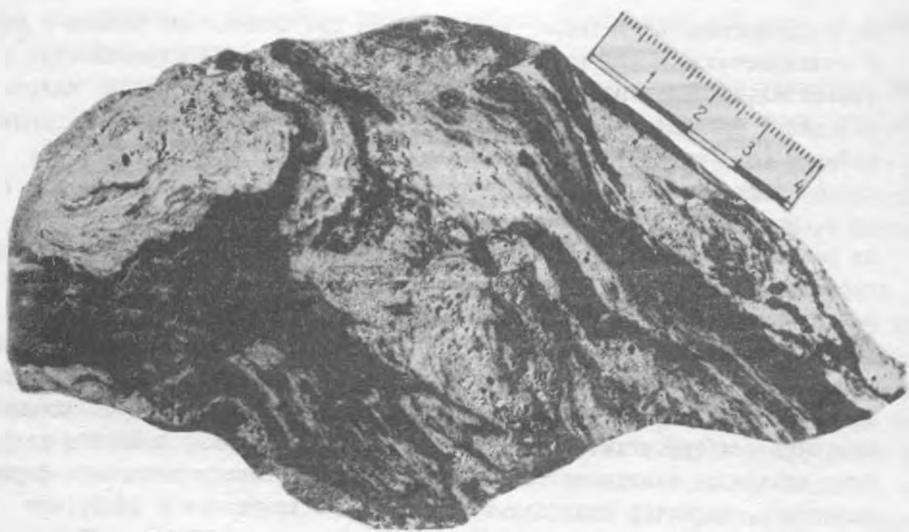


Рис. 49. Гетеротакситовый коптогиалинит (жаманшинит) конституционно-неоднородный с полосчато-флюидальной и пористой текстурами



Рис. 50. Тагамит с гемикристаллической структурой матрицы. В свежем остаточном стекле неравномерно распределены призмы и микролиты пироксена и плагиоклаза, вокруг обломков ударно-метаморфизованного кварца - венцовая оторочка кристаллов гиперстена; увел. 20, без анализатора.

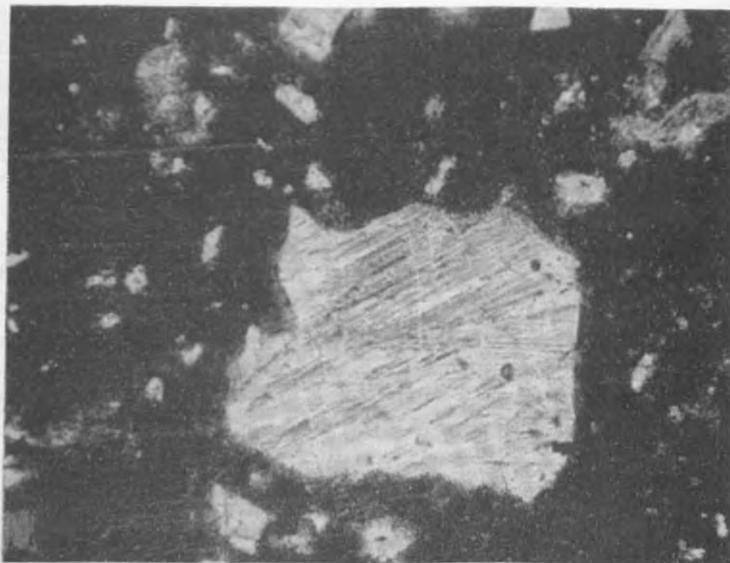


Рис. 51. Включение обломка кварца с планарными элементами в гологиалиновой матрице тагамита; увел. 20, без анализатора

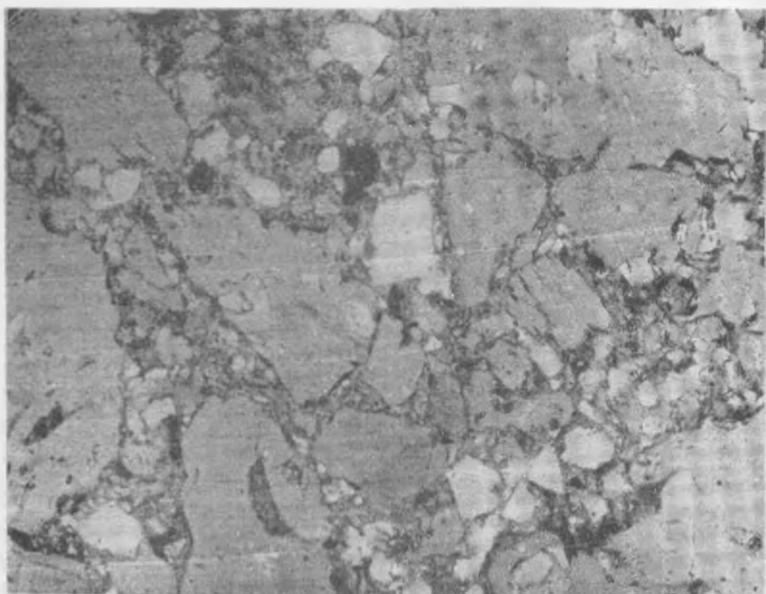


Рис. 52. Витрокластический лапиллиевый зюбит, состоящий из светлых стекол и небольшого количества кристаллитов, спементированных стекловато-обломочной массой; увел. 20, без анализатора

Таблица 47

Схема классификации зияитов по составу обломков

Подвиды (I, 2, 3) и разновидности (a, б, в)	Количество обломков, %		
	Витрокласти	Кристаллокласти, гранокласти	Литокласти
I. Витрокластические	75-90	10	10
2а. Кристалло(лито)-витрокластические	50-75	10-50	10
2б. Литовитрокластические	50-75	10	10-50
2в. Грановитрокластические	50-75	10-50	10
3а. Витрокристалло(лито)-кластические	10-50	50-75	10
3б. Витролитокластические	10-50	10	50-75
3в. Витрогранокластические	10-50	50-75	10.

* В двучленных названиях подвидов и разновидностей зияитов учитывается присутствие двух ведущих типов кластов, составляющих в сумме не менее 90%, при этом на второе место ставится преобладающий компонент; если содержание третьего компонента превышает 10%, то название становится трехчленным, причем обозначения компонентов расположаются в порядке возрастания их роли в составе породы.

При детальном петрографическом описании зияитов в основу их дальнейшего расчленения могут быть положены состав микролитов, их размеры, вторичные изменения, текстурно-структурные особенности матрицы.

К о в и т и. Тектокластический ("обломочный") ряд импактитов представлен тремя семействами зияитов: витрокластическим (рис.52), зияитрокластическим и витроапикальным, различающимся по агрегатному состоянию тонкодисперсного материала в матрице, иногда имеющего стекловатый или смешанный состав. Выделяются разновидности зияитов, в которых кроме кристаллокластов присутствуют кластические зерна минералов (нередко окатанные), происходящие из дезинтегрированных осадочных пород. Такие зерна названы гранокластами, а соответствующие разновидности зияитов – витрогранокластическими, грановитрокластическими и др. (табл.47).

По гранулометрическому составу кластов зияиты могут также быть разделены на ряд разновидностей: малко- (0,25 мм), средне- (0,25-0,5 мм), крупно- (0,5-2 мм) и грубообломочные (2-10 мм), лапиллевые (10-30 мм), агломератовые (30-200 мм), глыбовые (>200 мм). При разделении пород в зависимости от преобладающего размера обломочного материала используются градации, предложенные в ряде классификаций осадочно-вулканогенных (пирокластических) пород (Структуры и текстуры..., 1983; и др.).

При дальнейшем подразделении зияитов могут учитываться характер цементации (цементированные, спекшиеся), состав цемента (стекловато-обломочный, обломочно-стекловатый), состав литойных обломков и степень их ударного метаморфизма, степень пластичности (хрупкость) частиц стекла в момент захоронения, их форма, текстурные и структурные

особенности, в частности, сортированность материала, его псевдостратификация, последующие изменения и т.д.

Фации импактитов и импактных брекчий. Систематика и классификация перемещенных коптогенных пород, главным образом по признакам строения, состава, соотношения с окружающей средой, т.е. петрографическим, литологическим, геологическим и пр., наряду с реконструируемой динамикой их формирования позволяет перейти и к выделению в составе геологических тел фаций этих пород, различающихся по условиям транспортировки и отложения.

В целом диагностируются две группы фаций – первично-отложенных (коптогенных) и переотложенных (коптомиктовых) пород, которые могут быть соответственно подразделены на подгруппы фаций, возникших в субаазальных и субаквальных условиях. Далее подразделение фаций может быть основано на относительных особенностях траектории транспортировки материала (высокая, низкая), на относительной температуре в момент остановки или закоронения этого материала (высокая, средняя, низкая), на условиях охлаждения (закалка, медленное остывание). Один и тот же исходный материал, перемещенный и осажденный в разных фациальных условиях, может дать различные конечные продукты, различающиеся по текстуре, структуре, составу и т.п.

В настоящее время вопросы выделения и систематики фаций среди коптогенных пород, по существу, не разработаны. Это является самостоятельной задачей будущих исследований. В то же время сейчас уже могут быть названы отдельные весьма характерные субаазальные фации коптогенных пород, выделяемые по указанным выше признакам. Это, в частности, различающиеся по траекториям транспортировки фации растекания и выплескивания импактного расплава, волочения и баллистических выбросов обломочного материала, инъекционные фации импактитов и брекчий, фации базисной волны (фронтальной и тыловой), фации осадания из пылевого облака и др. В числе субаквальных фаций могут быть названы зювиты и брекчии с градационной слоистостью, лахароподобные брекчии и др. Среди коптомиктовых образований в первую очередь характерны фации оползней с бортами кратера, фации кластических даек, коптомиктовых переотложенных слоистых пород, перекрывающих аллогенные брекчии и зювиты по впадине кратера и возникающие за счет перемыва материала кратерного вала. В субаквальных условиях четкие границы между коптогенными и коптомиктовыми образованиями могут не проявиться.

По существу, импактиты второго рода и аллогенные брекчии представляют собой мегафации, включающие ряды элементарных фаций (видов и разновидностей), однако эти мегафации в большей мере характеризуют условия преобразования исходного материала, а не условия транспортировки и отложения.

Глава 11. Некоторые вопросы номенклатуры продуктов ударного метаморфизма в историческом аспекте

Ударный метаморфизм как предмет изучения является новым объектом в геологии. Его проявления всерьез рассматриваются лишь последние 20–25 лет и пока, к сожалению, достаточно узким кругом исследователей как у нас, так и за рубежом. Поэтому многие проблемы, с ним связанные, сохраняют значительное количество неясностей. Одним из таких плохо отработанных вопросов является номенклатура продуктов ударного метаморфизма.

Под ударным метаморфизмом здесь вслед за Н. Шортом (1968) понимается широкий спектр минералогических и механических изменений в породах, подвергшихся внезапным динамическим нагрузкам при прохождении мощной ударной волны. Уже из этого краткого определения видно, что рассматриваемый процесс не является метаморфизмом в обычном для геологии понимании. Он включает дробление, плавление и испарение пород земной коры в точке соударения с Землей крупного метеорита, астероида или кометы, перемешивание продуктов этих процессов и отложение возникших образований. Таким образом, породообразование при соударениях космических тел (Базилевский и др., 1982; Ударные кратеры..., 1983) не отвечает по совокупности признаков ни одному из трех традиционных петрогенетических процессов. В самом деле, источником энергии здесь является кинетическая энергия движущегося космического тела (метеорита, астероида, кометы). Породообразование протекает на поверхности планеты и включает не только все обычно изучаемые в геологии механизмы (осаждение обломков, кристаллизацию расплавов, перекристаллизацию пород), но и такие, которые не известны в пределах планетных кор (ударное стеклообразование в твердом состоянии и др.) (Импактиты, 1981; Структуры и текстуры..., 1983 и др.). При этом давления и температуры породообразования достигают сотен килобар и 2500–3000 °С, а скорости изменения этих параметров превышают скорости эволюции Т и Р в традиционных типах породообразующих процессов на несколько порядков. Например, стеклообразование при вулканическом процессе отвечает охлаждению со скоростью около $100 \text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{ч}^{-1}$, а при импактном – более $180\,000 \text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{ч}^{-1}$. Таким образом, импактное (от английского *impact* – удар) породообразование является совершенно специфическим для планетных кор процессом, и это заставляет автора поддержать предложения В.Л.Масайтиса и А.А.Маракушева о выделении этих пород в отдельный тип, равнозначный традиционным типам (осадочных, магматических и метаморфических) горных пород, характерный для специфической космогеологической (Масайтис, 1974) формации.

В посвященной формированию астроблем и описанию слагающих их образований литературе (а она насчитывает уже многие сотни работ) крайне редко попадаются статьи, рассматривающие принципы классификации и номенклатуры горных пород. За рубежом сюда можно отнести только исследования Д. Штраффлера и его соавторов. У нас в СССР в первую оче-

редь необходимо отметить неоднократные публикации В.Л. Масайтиса и его сотрудников. Реже этих вопросов касались другие авторы. В подавляющем же большинстве случаев, публикуя характеристики той или иной астроблемы, исследователи дают схему классификационных соотношений пород для данного конкретного случая, не определяя, как правило, содержания и границ того или иного термина или давая лишь краткое его толкование. Поэтому названия возникающих при ударном метаморфизме горных пород часто оказываются несопоставимыми у разных авторов.

Разногласия начинаются с общего наименования всех продуктов ударного метаморфизма. Исторически первым в этом смысле термином было наименование "импактиты". Само слово было предложено еще в 30-е годы нашего века для обозначения стекол, возникающих из расплава при метеоритном ударе (Barns, 1940). Однако по мере накопления данных о породообразовании в этом процессе было предложено расширить смысл термина, так как теперь становится очевидным, что при ударе образуются не только силикатные стекла, и характер этих образований различен в зависимости от условий формирования (Nininger, 1954).

Это предложение было поддержано и другими исследователями. Так, Д. Штойфлер (Stöffler, 1971, р. 5549) в своей классификации продуктов ударного метаморфизма все импактированные породы (*shocked rocks*) назвал импактитами, разделив их на расплавные породы (*fused rocks*), брекции и зювиты. При этом он специально оговорил, что термин "импактит" вводится здесь для характеристики всех типов ударно-метаморфизованных пород, напрямую связанных с ударными кратерами. Это является изменением его первоначального смысла, который, по нашему мнению, представляется неудачным, так как плавление пород – это явно лишь одна частная стадия ударного метаморфизма. В этом расширенном смысле термин использовался различными исследователями как у нас в стране (Белов и др., 1975; Вишневский и др., 1981; Импактиты, 1981; Фельдман и др., 1982; Ударные кратеры..., 1983), так и за рубежом (Stöffler et al., 1979, 1980; Папайк, Симон, 1984).

Одновременно следует отметить, что некоторые авторы, не рассматривая специально вопрос относительно общего названия для продуктов ударного процесса, прибавляют к названиям пород составляющую "ударные": образованные ударом брекции (*impact-generated rocks*) (Quick et al., 1981), импактные обломочные образования (*detrital impact formations*) (Engelhardt, 1971) и т.д. Причем эта терминология используется и для Земли, и для Луны, номенклатуре пород которой посвящено больше работ, чем импактитам нашей планеты. Специфика петрографии импактных лунных пород приводит к тому, что все они обычно называются брекциями, хотя при этом выделяются, например, В.К.Финнеем и др. (1975) как породы, возникшие без плавления (класс А – брекции с обломочной основной массой), так и брекции, сформированные из расплава с различным количеством обломков (классы Б, В, Г – брекции с кристаллической, стекловатой и расстеклованной основной массой). Ины-

ми словами, эта классификация хорошо согласуется с предложениями Д. Штойфлера (Stöffler, 1971; Stöffler et al., 1979, 1980).

Однако многие авторы и за рубежом (Rondot, 1971; Ridal, 1974), и у нас в стране (Масайтис, 1973, 1974, 1976) придерживаются первоначального узкого смысла термина "импактит", понимая их как "... породы..., полностью или частично состоящие из стекла" (Масайтис, 1974, с.41). Эта же точка зрения зафиксирована в ряде словарей (Геологический словарь..., 1973, с.285; Толковый словарь..., 1977, т.2, с.146; Муравски, 1980).

В противовес термину "импактиты" (как общему названию горных пород – продуктов ударного метаморфизма) В.Л.Масайтисом (Масайтис и др., 1975) был предложен термин "контогенные" (контометаморфические) породы – (от греч. $\chi\sigma\pi\tau\omega$ – конто, в значении ударять, дробить) с подразделением их на взрывные брекчии (продукты дробления пород мишени) и импактиты (продукты плавления тех же пород). Зывиты при этом были отнесены к импактитам. Одним из оснований для отказа от использования термина "импактит" для обозначения всей гаммы продуктов ударного метаморфизма явилось опасение, что в этом случае импактитами стали бы называться породы, подвергшиеся лишь слабым ударным преобразованиям и "полностью сохранившие свои текстуру и состав" (Структуры и текстуры..., 1983, с.13). При этом игнорируется предложение (Stöffler et al., 1979, р. 641) называть такие переходные образования не импактитами, а импактированными породами мишени (*shocked target rocks*), по аналогии с широко применяемыми терминами "ороговикованный", "скарнированный" и т.д.

Не вполне удачным является двучленное деление всех ударно-метаморфических пород (взрывные брекчии и импактиты) вместо предложенного Д. Штойфлером трехчленного (расплавные породы, брекчии и зывиты). Дело в том, что зывит "представляет собой брекчии, состоящую из обломков различных размеров, бомб и лепешек полиминерального импактного стекла, смешанного в различных соотношениях с обломками... пород и минералов..." (Структуры и текстуры..., 1983, с.39). Разнообразие обломочного материала в зывитовой брекчии отражает механизм ее формирования, сопровождающегося перемешиванием дробленых и плавленых пород мишени. Это делает более оправданным выделение трех групп пород – продуктов дробления, плавления и перемешивания, что более точно отражено в классификации Д. Штойфлера.

В то же время систематические исследования продуктов ударного метаморфизма, проводящиеся В.Л.Масайтисом и его сотрудниками (Масайтис и др., 1978; Райхлин, Селивановская, 1979; Raiklin et al., 1980), позволили им разработать наиболее подробную из существующих схему систематики этих пород (Структуры и текстуры..., 1983), построенную на общих принципах апробированных в известной классификации магматических пород (Классификация..., 1981) с выделением классов, подклассов, групп, рядов, семейств и видов.

По степени преобразования исходного материала (Структуры и текстуры..., 1983) выделено два класса: взрывных брекчий (главным образом продуктов дробления мишени) и импактитов (главным образом продуктов плавления мишени). Термин "взрывные брекчии" не вполне удачен, так как он не отделяет рассматриваемые брекчию от вулканических и некоторых более редких типов брекчий, возникающих при взрывных явлениях в ходе вулканических и гидротермальных процессов. И поэтому его стоило бы заменить (на "импактные брекчии", например).

По условиям залегания и степени гомогенизации материала (Структуры и текстуры..., 1983) классы разделяются на подклассы: среди брекчий выделены аутигенные (неперемещенный или незначительно перемещенный материал) и аллогенные (перемещенный материал), а среди импактитов – импактиты I рода (неперемещенный материал) и импактиты II рода (перемещенный материал). Импактиты I рода – это очень непостоянное по своему фазовому составу и количественному соотношению фаз образование, состоящее из мономинеральных неперемещенных стекол плавления и реликтов диаплектовых минералов (Масайтис и др., 1986), сохраняющее первичные текстурные особенности исходной породы мишени. Количественные соотношения стекол плавления и ударно-витрифицированных минералов (диаплектовых стекол) являются переменными и могут очень сильно колебаться в зависимости от амплитуды ударной волны (при прочих равных условиях). И поэтому импактиты I рода объединяют широкий ряд агрегатов: от агрегата диаплектовых стекол, полностью сохраняющего структурно-текстурные особенности исходной породы (так называемые полиминеральные диаплектовые стекла) (Импактиты, 1981), до агрегата стекол плавления, также полностью (или, по крайней мере, в значительной степени) сохраняющего структурно-текстурные особенности исходной породы. Такие агрегаты встречаются значительно реже, чем смеси стекол плавления и диаплектовых, и определение импактитов I рода как продуктов "ударного плавления исходных пород без последующего перемешивания" (Масайтис и др., 1986, с.131; Структуры и текстуры..., 1983, с.27) является уже совершенно излишним сужением содержания термина. Таким образом, эти образования фиксируют процесс ударно-метаморфической переработки на переходной стадии от твердофазных (диаплектовых) изменений к плавлению. Они не образуют сколько-нибудь серьезных скоплений, известны в виде включений в импактитах II рода (Структуры и текстуры..., 1983) и вряд ли являются поэтому самостоятельными горными породами.

Дальнейшие подразделения рассматриваемых образований на группы, ряды, семейства и виды в схеме систематики, разработанной В.Л. Масайтисом и его сотрудниками (Структуры и текстуры..., 1983), являются наиболее подробными и полно обоснованными по сравнению с любыми другими работами в этой области. Поэтому именно эта схема и послужила основой для компромиссного варианта, представляющего собой попытку

преодоления сложившихся к настоящему времени разнотечений в номенклатуре продуктов ударного метаморфизма (Фельдман, 1987) и показанного в табл. 48.

Здесь для обозначения всего сообщества продуктов ударного метаморфизма предлагается использовать термин "импактиты" (импактные горные породы). Этот класс пород^I по механизму преобразования подразделяется на три подкласса: обломочных, расплавных и смешанных пород. В первый подкласс объединяются продукты дробящего воздействия ударной волны, во второй – образования, возникающие из импактного расплава, в третий – агрегаты, сформированные перемешиванием дробленого и расплавленного материала. Термин "расплавные породы" аналогичен по этимологии термину "эффузивные" и предлагается вместо неудачного термина "расплавленные породы", который не может применяться для обозначения твердого тела.

Для подкласса обломочных пород логично выделить два подразделения по условиям залегания: аутигенных (неперемещенных) и аллогенных (перемещенных) пород. Группы пород выделяются по составу, и при этом используются литологические (для обломочных) и петрохимические (для расплавных) критерии. Обломочные импактиты могут быть мономиктовыми (аутигенные и реже аллогенные), олигомиктовыми и полимиктовыми (аллогенные); расплавные – ультрасосновными, основными, средними, кислыми и ультракислыми, в соответствии с общепринятыми границами по содержанию кремнезема (Петрография, 1981); смешанные – всегда являются полимиктовыми.

Агрегатное состояние матрицы позволяет подразделить импактиты на семейства, в названии которых отражен характер цемента обломочных и смешанных пород (кластическое, витрокластическое, стекловатое) или основной массы расплавных пород (стекловатое, неполнокристаллическое и кристаллическое). Породы кластического семейства могут иметь кристалло-, либо смешанную, литокристаллокластическую, матрицу.

Наиболее дробное расчленение импактитов по видам учитывает различные признаки в разных классах, группах и семействах: гранулометрический состав, агрегатное состояние, структурно-текстурные характеристики и т.д.

Среди аутигенных брекчий кластического семейства по мере нарастания интенсивности ударного метаморфизма выделяются: 1) импактированные породы мишии (по аналогии, например, с катаэлазированными, ороговикованными и т.п. породами среди метаморфических образований); эти породы, по существу, являются не импактитами, а переходной группой, со слабо выраженным ("вырожденным") признаками ударного метаморфизма; 2) аутигенные брекчии, которые, в свою очередь, могут быть подразделены на гранулометрической основе на псаммито-алевритовые

^I См. примеч. на с. 169.

Таблица 48

Схема систематики импактных горных пород

Подкласс	Группа	Семейство	Виды
1. Обломочный 1.1. Аутигенные			
	Мономиктовая	Кластическое	Импактированные породы мицелии; аутигенные брекции
1.2. Аллоген-ный	Мономиктовая	Витрокластиче- кое	Аутигенные брекции стекла до 10%; псевдотахилиты
	Олигомиктовая	Витрокластиче- кое	Аллогенные брекции стекла до 10%
	Полимиктовая	Стекловатое	Аллогенные брекции со стекловатым цемен- том (стекла до 15%)
2. Распыляемые	Ультраоснов- ная	Кристалличес- кое	Тагамиты (стекла до 10%)
	Основная	Неполикристаль- лическое	Тагамиты (стекла 10-90%)
	Средняя	Стекловатое	Импактные стекла, шлаки, пемзы
	Кислая		
	Ультракислая		
	Полимиктовая	Кластическое	Зобиты
		Витрокластиче- кое	
		Стекловатое	Псевдобрекции
3. Сметанный			

* См. примеч. на с. 169.

(размер обломков менее 0,002 м), дресвяные (0,002-0,01 м), щебнистые (0,01-0,2 м), глыбовые (0,2-1,0 м), мегабрекции (1,0-100,0 м), клин-пеновые (более 100 м). При этом объемное содержание фракции обломков, по которой дается название, должно составлять не менее 50% (Структуры и текстуры..., 1983).

Аутигенные брекции (витрокластическое семейство) могут содержать до 10% стекла в матрице, которое относится как к ударному, так и к фрикционному стеклу. К этому же семейству относятся псевдотахилиты, где количество стекла может быть более 10%.

Аллогенные брекции по гранулометрическому составу делятся на те же разновидности, что и аутигенные (кластическое семейство), и так же как и они, могут содержать до 10% стекла (витрокластическое семейство). Нередко встречаются также брекции с большим количеством стекла (до 15%). Они образуют переход к зюбитам и принадлежат к стекловатому семейству.

Расплавные импактиты делятся по степени раскристаллизации на тагамиты (кристаллическое и неполнокристаллическое семейства с содержанием стекла до 90%) и импактные стекла, шлаки, пемзы (стекловатое семейство, где стекла более 90%). Расплавные импактиты стекловатого семейства по пористости удобно подразделять на стекла (массивные или слабопористые), шлаки и пемзы, при этом они могут быть как мономинеральными (неперемешанными), так и полиминеральными (перемешанными, гомогенизированными в разной степени). Конкретные условия формирования тагамитов и стекол приводят к разнообразным вариациям признаков, позволяющим выделять многочисленные конкретные разновидности, охарактеризованные в литературе.

Смешанные породы принадлежат к двум видам: зюбитам (витрокластическое и кластическое семейства) и псевдобрекциям (стекловатое семейство). Зюбиты представляют собой брекции с разнообразными (по количеству) сочетаниями витро-, лито- и кристаллоскалистов, причем размеры их колеблются в широких пределах (от менее 0,25 мм до более 200 мм). При этом количество стекла не опускается ниже 10%.

Псевдобрекции являются продуктами частичного плавления рыхлых пород, образующих благодаря этому глыбы. Этот процесс (обратный дроблению) приводит к формированию пород, получивших за рубежом название мгновенных пород (*instant rocks*) (Short, 1966; Фельдман и др., 1982).

Импактиты являются петрологически сложным типом горных пород. Выделенные в предлагаемой выше схеме виды импактитов, конечно, не исчерпывают их разнообразия, и несомненно то, что по мере изучения этого нового типа пород их номенклатура будет дополняться и корректироваться.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авидон В. П. Коэффициенты для минералогических и петрохимических пересчетов. М.: Недра, 1976. 162 с.

Альбитизированные граниты (апограниты) / Беус А.А., Севоров Э.А., Ситил А.А., Субботин К.Д. М.: Изд-во АН СССР, 1962.

Ащепков И. В. Глубинные ксенолиты и эволюция верхней мантии Байкальской рифтовой зоны: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Улан-Удэ, 1986. 27 с.

Базилевский А. Т., Фельдман В.И., Капусткина И. Г., Колесов Г. М. О распределении иридия в породах земных ударных кратеров // Геохимия. 1984. № 6. С. 781-790.

Базилевский А. Т., Флоренский К. П., Яковлев О. И. и др. О преобразовании планетного вещества в высокоскоростном ударном процессе // Там же. 1982. № 7. С. 946-959.

Бейли Б. Введение в петрологию. М.: Мир, 1972. 280 с.

Белов В. П., Фельдман В. И., Волобуев М. И., Парфенова О. В. Импактиты Попигайской астроблемы: вопросы классификации и номенклатуры // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1976. Т. 50, № 1. С. 157-158.

Беляев Г. М., Рудник В. А. Зональность и комплémentарность продуктов метасоматоза как основа формационного анализа // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978. С. 34-48.

Бибикова Е. В., Белов А. Н., Грачева Т. В., Розен О. М. Верхний предел возраста гранулитов Анабарского щита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 8. С. 19-24.

Буряк В. А. Метаморфогенно-гидротермальный тип промышленного золотого оруденения. Новосибирск: Наука, 1975. 45 с.

Вальтер А. А., Гуров Е. П. Ударный метаморфизм и ударное плавление - уникальные геологические процессы, связанные с образованием взрывных метеоритных кратеров // Метеоритные структуры на поверхности планет. М.: Наука, 1979. С. 81-98.

Вильямс Х., Тернер Ф., Гилберт Ч. М. Петро-графия. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. 425 с.

Вильямс Х., Тернер Ф., Гилберт Ч. М. Петро-графия. Ч. 2. М.: Мир, 1985. 320 с.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969. 244 с.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Недра, 1979. 327 с.

Вишневский А. Н. Метаморфические комплексы Анабарского щита. Л.: Недра, 1978. 214 с. (Тр. НИИГА НПО Севморгео; Т. 184).

Вишневский А. Н. Общие закономерности геологии и минералогии // Строение земной коры Анабарского щита. М.: Наука, 1986. С. 17-37.

Вишневский С.А. Импактиты гигантских сложных метеоритных кратеров // Импактиты. М.: Изд-во МГУ, 1981. С. 171-184.

Гаврикова С. Н., Жариков В. А. Геохимические особенности гранитизации архейских гранулитовых пород в Восточном Забайкалье // Геохимия. 1984. № 1. С. 26-49.

Геология астроблем. Л.: Недра, 1980. 231 с.

Геология и петрология взрывных метеоритных кратеров. Киев: Наук. думка, 1982. 226 с.

Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 1. 486 с.

Глаголев А. А. Метаморфизм докембрийских пород. М.: Наука, 1966. 158 с.

Глаголев А. А. Петрографическая характеристика железистых кварцитов и других метаморфических пород Чаро-Токкинского железорудного района. (Западная часть Алданского щита) // Железисто-кремнистые формации докембрия. М.: Наука, 1979. С. 39-73.

Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических поясов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 170 с.

Глубинные ксенолиты и верхняя мантия / Под ред. В. С. Соболева и др. Новосибирск: Наука, 1975. 272 с.

Гречишников Н. П., Крамар О. А. Тектониты в докембрийских зонах разломов // Роль структурных и структурно-геохимических факторов в рудообразовании: Препринт. Киев: ИГИ, 1980. С. 28-36.

Грубенман У., Ниггли П. Метаморфизм горных пород (1921): Пер. с нем. М.: ОГИ, Гортенефтехиздат, 1933. 358 с.

Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 430 с.

Добрецов Н. Л., Глаголев А. А., Глебовицкий В. А. и др. Опыт разработки номенклатуры метаморфических пород на количественно-минералогической основе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 1. С. 18-29.

Добрецов Н. Л., Добрецова Л. В. Новые данные по минералогии макситовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса, Южный Урал // ДАН СССР. 1988. Т. 300, № 1. С. 195-200.

Добрецов Н. Л., Добрецова Л. В., Мильян Г., Сомин М. Л. Новые данные об эклогитах Кубы // ДАН СССР. 1987. Т. 292, № 1. С. 179-184.

Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Ушакова Е. Н. Теоретические основы метаморфизма. Новосибирск: Новосиб. ун-т, 1974. 258 с.

Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Недра, 1972. 256 с.

Додд Р. Т. Метеориты. М.: Мир, 1986. 384 с.

Ефремова С. В., Стадеев К. Г. Петрохимические методы исследования горных пород. М.: Недра, 1985. 512 с.

Елисеев Н. А. Метаморфизм. Л.: Изд-во ЛГУ, 1959. 415 с.

Жариков В. А. Опыт классификации метасоматических образований на примере скарновых полей западного Карамазара // Зап. ВМО. 1956. Вып. 3. С. 344-357.

Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 371 с.

Жариков В. А., Смельяненко Б. И. Классификация метасоматитов // Метасоматизм и рудообразование. М.: Недра, 1978. С. 9-28.

- Жданов В. В. Типизация региональных метаморфо-метасоматических систем // Тр. ВСЕГЕИ. Н.С. 1982. Т. 238. С. 23-33.
- Завадский К. М. Виды и видообразование. Л.: Наука, 1968. 400 с.
- Заваричкий А. Н. Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 479 с.
- Импактиты / Под ред. А. А. Маракушева. М.: Изд-во МГУ, 1981. 240 с.
- Казанский В. И. Дислокационный метаморфизм и эндогенное рудообразование в разломах кристаллического фундамента // XXI Междунар. конгр.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1972. Пробл. 4. С. 63-71.
- Казицин Ю. В. Метасоматизм в земной коре. Л.: Недра, 1979. 208 с.
- Кейльман Г. А., Минкин Л. М. К проблеме метаморфических формаций // Геология метаморфических комплексов. Свердловск, 1977. С. 5-10.
- Кепежинская К. Б. Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метапелитов. Новосибирск: Наука, 1977. 196 с.
- Классификация и номенклатура магматических горных пород / Под ред. О. А. Богатикова и др. М.: Недра, 1981. 160 с.
- Коваль П. В. Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. Новосибирск: Наука, 1975. 258 с.
- Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. М.: Ин-т геол. наук АН СССР, 1940.
- Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 2. С. 56-69.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 332-465.
- Коржинский Д. С. Режим кислотности постмагматических растворов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957 а. № 12.
- Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957б. 117 с.
- Кориковский С. П. Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 263 с.
- Косухин О. Н., Бакуменко И. Г., Чупин В. П. Магматический этап формирования гранитных мигматитов. Новосибирск: Наука, 1984. 136 с.
- Котов Н. В. Мусковит - хлоритовый палеотермометр // ДАН СССР. 1975. Т. 222, № 3. С. 701-704.
- Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 276 с.
- Кулиш Л. И., Кулиш Е. А. Метаморфические марганцевые комплексы Дальнего Востока. Хабаровск: Кн. изд-во, 1974. 466 с.
- Ленные В. И. Эклогит-глаукофансланцевая формация Южного Урала. Свердловск: УНЦ, 1977. 201 с.
- Летников Ф. А. Образование алмазов в глубинных тектонических зонах // ДАН СССР. 1983. Т. 271, № 2. С. 433-435.
- Летников Ф. А., Зорин Д. А., Заячковский А. А. Роль зон активизации в формировании оруденения на Кокчетавской глыбе (Северный Казахстан) // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1975. С. 260-268.
- Летников Ф. А., Савельева В. Б., Балышев С. О. Петрология, геохимия и флюидный режим тектонитов. Новосибирск: Наука, 1986. 223 с.
- Летников Ф. А., Савельева В. Б., Колоснина Т. И. и др. Опыт определения рубидий-стронциевой изохроны тектонитов // Проблемы изотопного датирования процессов метаморфизма и метасоматоза. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1985. С. 105-106.

- Лиханов И. И. Хлоритоид, ставролит и жедрит в высокоглиноzemистых роговиках Карагашского массива (восточный склон Кузнецкого Алатау) // Зап. ЕМО. 1987. Ч. II6, вып. 4. С. 466-475.
- Лодочников В. Н. Первая находка лавсонита в СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1941. Вып. I. С. 125-140.
- Лутц Б. Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1974. 304 с.
- Лутц Б. Г. Магматизм подвижных поясов ранней Земли. М.: Наука, 1985. 216 с.
- Любичев А. А. Проблемы формы систематики и эволюции организмов. М.: Наука, 1982. 277 с.
- Магматические горные породы: Классификация, номенклатура, петрография. М.: Наука, 1983. 768 с.
- Магматические формации СССР / В. Л. Масайтис, В. Н. Москалев, Н. А. Румянцева и др. Л.: Недра, 1979. Т. I: 318 с.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 265 с.
- Маракушев А. А. Петрология метаморфических горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973. 323 с.
- Масайтис В. Л. Геологические последствия падений кратерообразующих метеоритов. Л.: Недра, 1973. 20 с.
- Масайтис В. Л. Псевдомагматические и другие геологические формации ударно-взрывного происхождения // Проблемы магматических формаций. М.: Наука, 1974. С. 35-48.
- Масайтис В. Л. Петрология и геология импактитов // Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976. С. 220-231.
- Масайтис В. Л., Гневущев М. А., Шафрановский Г. И. Минеральные ассоциации и минералогические критерии генезиса астроблем // Зап. ЕМО. 1979. Ч. 108, вып. 3. С. 257-273.
- Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В. Попигайский метеоритный кратер: М.: Наука, 1975. 124 с.
- Масайтис В. Л., Райхлин А. И., Селивановская Т. В. Общие принципы классификации и номенклатуры взрывных брекчий и импактитов // Литология и полез. ископаемые. 1978. № I. С. 125-133.
- Масайтис В. Л., Селивановская Т. В.. Изок. З. П. Импактиты первого рода из астроблемы Жаманшин // Метеоритика. 1986. Вып. 45. С. 142-149.
- Мейсон Р. Петрология метаморфических пород (1978): Пер. с англ. М.: Мир, 1981. 264 с.
- Мельховецкий А. А., Ащепков И. В., Добрейчев Н. Л. Амфибол- и флогопитсодержащие мантийные ксенолиты и родственные включения Бартояских вулканов // ДАН СССР. 1986. Т. 286, № 5. С. 1215-1219.
- Мельник Ю. П., Сироштан Р. И., Радчук В. В., Иванова Л. И. Физико-химические условия метаморфизма карбонатных пород докембрия. Киев: Наук. думка, 1984. 136 с.
- Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир, 1971. 328 с.
- Методика изучения гидротермально-метасоматических образований / Е. В. Плющев, О. П. Ушаков, В. В. Шатов и др. Л.: Недра, 1981. 262 с.
- Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах. Л.: Наука, 1985. 310 с.
- Муравский Г. Толковый словарь немецких геологических терминов. М.: Мир, 1980. 523 с.

Омельяненко Б. И. О критериях формационной самостоятельности и классификации метасоматитов // Геология руд. месторождений. 1975. № 3. С. 34-43.

Омельяненко Б. И. Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 1978. 216 с.

Остапенко Г. Т. Термодинамика негидростатических систем и ее применение в теории метаморфизма. Киев: Наук. думка, 1977. 239 с.

Папайк Дж. Дж., Симон С. Б. Петрология лунного вещества: породы материков, морей и реголит // XXУП Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1984. Т. 2. С. 38-58.

Перчук Л. Л., Лаврентьев И. В., Аранович Л. Я., Подлесский К. К. Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма. М.: Наука, 1983. 197 с.

Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.

Петрография / Под ред. А. А. Маракушева и др. М.: Изд-во МГУ, 1981. Ч. 2. 328 с.

Петрография / Под ред. А. А. Маракушева и др. М.: Изд-во МГУ, 1978. Ч. 3. 287 с.

Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности докембрийского железорудного осадконакопления. Воронеж: Изд. Воронеж. ун-та, 1964. С. 7-14.

Плюснина Л. П. Экспериментальное исследование метаморфизма базитов. М.: Недра, 1983. 287 с.

Польдерварт А. Химия земной коры // Земная кора. М.: Л., 1957. С. 130-157.

Поспелов Г. А. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизм метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973. 364 с.

Прохоров К. В. Редкометальные высокотемпературные натриевые метасоматиты и условия их образования // Геология руд. месторождений. 1984. Т. 26, № 5. С. 36-48.

Ревердатто В. В. Метаморфизм в контактах Анакитского траппового интрузива на р. Нижней Тунгуске // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1964. Т. 2. С. 97-168.

Ревердатто В. В. Контактовый метаморфизм вблизи Харловского габбрового массива // Геология и геофизика. 1967. № 7. С. 25-32.

Ревердатто В. В. Типы контактового метаморфизма // Там же. 1970а. № 7. С. 33-38.

Ревердатто В. В. Фации контактового метаморфизма. М.: Недра, 1970б. 271 с.

Региональные метаморфо-метасоматические формации / В. В. Щанов, Г. М. Беляев, Б. А. Блюман и др. Л.: Недра, 1983. 280 с.

Розен О. М. Количественно-минералогические расчеты в петрохимии седиментогенных пород // Бюл. МОНП. Отд. геол. 1981. Т. 56, № 5. С. 97-104.

Розен О. М., Белов А. Н., Злобин В. Л. и др. Анортозит-эндербитоидная и карбонатно-гнейсовая формации Анабарского щита // Петрология, рудоносность и корреляция магматических и метаморфических образований. Иркутск, 1985. С. 177-178.

Розен О. М., Виноградов В. И., Злобин В. Л. и др. Первые изотопные данные по С, О, Sr в карбонатных породах Анабарского гранулитового комплекса // XI Всесоюз. симпоз. по геохимии стабильных изотопов: Тез. докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1986. С. 304-305.

Розен О. М., Димрот Э. Древние метаморфизованные граувакки в основании континентальной коры: Исследование первичного минерального состава (на примерах Канады и СССР) // Осадочная геология глубокометаморфизованных комплексов докембрия. М.: Наука, 1982. С. 145-154.

Розен О. М., Злобин В. Л., Рачков В. С., Самиков В. В. Особенности геологического развития и минерагенез Анабарского щита // Сов. геология. 1986. № 6. С. 86-93.

Розенбуш Г. Описательная петрография. Л.: ОНТИ, Геогео-нефтизат, 1934. 719 с.

Рудник В. А. Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. Л.: Недра, 1975. 415 с.

Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова Н. Г. Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез). М.: Недра, 1971. 182 с.

Рундквист Д. В., Павлова И. Г. Опыт выделения формаций гидротермально-метасоматических пород // Зап. ВМО. 1974. № 103, вып. 3. С. 289-304.

Сомин М. Л., Мильян Г. Геология метаморфических комплексов Кубы. М.: Наука, 1981. 220 с.

Сравнительная планетология. М.: Наука, 1984. 141 с. (ХХIII Междунар. геол. конгр.; Секция С 19).

Степанов Л. Л. Радиогенный возраст полиметаморфических пород Анабарского щита // Раннедокембрийские образования центральной части Арктики и связанные с ними полезные ископаемые. Л., 1974. С. 72-83.

Структуры и текстуры взрывных брекчий и импактитов. Л.: Недра, 1983. 159 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Н.С.; Т. 316).

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. 550 с.

Термо- и барометрия метаморфических пород / В. А. Глебовицкий, Г. М. Другова, С. П. Екимов и др. Л.: Наука, 1977. 208 с.

Тернер Ф. Дж. Эволюция метаморфических пород (1950): Пер. с англ. М.: Изд-во иностр. лит. 1951. 284 с.

Тернер Ф. Дж., Фархуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 591 с.

Толковый словарь английских геологических терминов. Т. 1. / Под ред. М. Гери и др. М.: Мир, 1977. 586 с.

Томиленко А. А., Чупин В. П. Изучение включений в кварце мигматитов и гранитов верхнеалданской свиты иенгрской серии // Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Т. 2. Новосибирск, 1972. С. 54-56.

Томиленко А. А., Чупин В. П. Термобарогеохимия метаморфических комплексов. Новосибирск: Наука, 1983. 200 с.

Ударные кратеры на Луне и планетах. М.: Наука: 1983. 200 с.

Фации метаморфизма / Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердатто, В. С. Соболев и др. М.: Недра, 1970. 432 с.

Фации регионального метаморфизма высоких давлений / Н. Л. Добрецов, В. С. Соболев, Н. В. Соболев, В. В. Хлестов. М.: Недра, 1974. 328 с.

Фельдман В. И. Предложения по классификации и номенклатуре продуктов ударного метаморфизма // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 9. С. II-119.

Фельдман В. И., Сазонова Л. В., Грановский И. Л. Б. Классификация импактитов по петрографическим и геологическим признакам // Бюл. МОНП. Отд. геол. 1982. Т. 57, № 6. С. 84-94.

Финней В. К., Уорнер Дж. Л., Симондс К. Х. Типы лунных материковых пород и их отношение к процессам ударного фракционирования // Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975. С. 54-88.

Флинн Д. Деформация при метаморфизме // Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. С. 49-77.

Флюидный режим метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1980. 192 с.

Харкер А. Метаморфизм. М.: ОНТИ-НКП, 1937. 283 с.

Хорова И. В. Особенности изучения карбонатных пород // Методы изучения осадочных пород. М., 1957. Т. 2. С. 284-307.

Чарев Д. И. Метасоматоз и конвергенция в петрологии и рудогенезе. М.: Наука, 1978. 305 с.

Чупин В. П. Расплавные включения в кварце анатектитов Алданского щита и условия генерации гранитоидных расплавов // Докл. АН СССР, 1975. Т. 221. С. 710-713.

Шемякин В. М., Шуркин К. А. О номенклатуре чарнониктоидов // Проблемы докембрийского магматизма. Л.: Наука, 1974. С. 124-126.

Шкодзинский В. С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов. Новосибирск: Наука, 1976. 223 с.

Шлыгин А. Е., Курлыбаев А. Н. Достижения в изучении магматической и гидротермальной деятельности в Казахстане // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1980. № 4. С. 38-44.

Шорт Н. М. Ударные процессы в геологии // Взрывные кратеры на Земле и планетах. М.: Мир, 1968. С. 30-70.

Шуркин К. А. К вопросу о классификации ультраметаморфических пород вообще и мигматитов в частности (по материалам исследования Зап. Беломорья) // Тр. Лаб. геологии докембия. 1957. Вып. 7. С. 74-109.

Эволюция метаморфических поясов альпийского типа (Центральный Памир) / В.А.Глебовицкий, И.С.Седова, М.С.Дюфур и др. Л.: Наука, 1981. 304 с.

Anderson J.R. Petrology of a portion of the Eastern Peninsular Ranges mylonite zone, Southern California // Contrib. Miner. and Petrol. 1983. N 2-3. P. 253-271.

Backlund H. Die Umgrenzung der Svekofenniden // Bull. Geol. Inst. Uppsala. 1937. Bd. 27. P. 219-269.

Wagners V. North American tectites // Tex. Univ. Publ. 1940. N 3945. P. 477-612.

Beckholmen M. Mylonites and pseudotachylites associated with thrusting of the Koli Nappes, Tannforsfaltet, central Swedish Caledonides // Geol. foren. Stockholm forhandl. 1982. Vol. 104, N 1. P. 23-32.

Bhattacharya A.R., Agarwal K.K. Mylonites from the Kumaun Lesser Himalays // Neues Jb. Miner. Abh. 1985. Bd. 152, N 1. P. 65-77.

Bibikova E.V., Gracheva T.V., Makarov A.N. et al. Isotopic age of metamorphic events in early Precambrian of the Anabar shield // Terra Cognita. 1986. Vol. 6, N 2. P. 147.

Brown E.H. A P-T grid for metamorphism // Contrib. Miner. and Petrol. 1978. Vol. 63. P. 912-937.

Chopin C. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: A first record and some consequences // Ibid. 1984. Vol. 86. P. 107-118.

Coleman R.G. Ophiolites. B.; N.Y.: Springer, 1977. 279 p.

Dixon J., Williams G. Reaction softening in mylonites from the Arnaboll thrust, Sutherland // Scot. J. Geol. 1983. Vol. 19, N 2. P. 157-168.

Engelhardt W.V. Detrital impact formations // J. Geophys. Res. 1971. Vol. 76, N 23. P. 5566-5574.

Ernst W. G. Tectonic contact between the Franciscan Melange and the Great Valley Sequence - Crustal Expression of a Late Megazoic Benioff zone // J. Geophys. Res. 1970. Vol. 75, N 5. P. 886-902.

Ernst W.G., Piccardo G.B. Petrogenesis of some Ligurian peridotites // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1979. Vol. 43. P. 219-237.

Eskola P. The mineral facies of rocks // Norsk Geol. Tidsskr. 1920. Vol. 6. P. 143-194.

Eskola P. On the differential anatexis of rocks // Bull. Comm. Geol. Finl. 1933. Vol. 103. P. 12-25.

Eskola P. Die Entstehung der Gesteine. B.: Springer, 1939. 123 p.

Goldschmidt V.M. Kontaktmetamorphose in Kristianiagebiet // Vid. Skr. (Mat.-Naturwiss. kl.). 1911. Bd. 1, N 11. 97 s.

Haggerity S.E., Toxt P.B., Tompkins L.A. // Trans. Amer. Geophys. Union. 1981. Vol. 62, N 17. P. 416.

Harker A. Metamorphism. L.; N.Y.: Methuen, 1932. 98 p.

Heitzmann P. Kakirite, Kataklasite, Mylonite - zur Nomenklatur der Metamorphite mit Verformungsgefüren // Eclog. Geol. Helv. 1985. Vol. 78, N 2. P. 273-286.

Holmquist P.J. Om pegmatit palingenes och ptygmatisk vackning // Geol. foren. Stockholm forh. 1920. Vol. 42. P. 191-213.

Impact and explosion cratering. N.Y.; L.: Pergamon press, 1977. 1301 p.

James H.L. Sedimentary facies of iron formation // Econ. Geol. 1954. Vol. 249, N 3. P. 235-293.

Knorr W. Petrographie, Tektonik und Geochemie der Mylonite des Donaurandbruches östlich von Regensburg. : Diss. München, 1984. 152 s.

Lancelot J.R., Boullié A.M., Maluski H., Ducrot J. Deformation and related radiochronology in a late Pan-African mylonitic shear zone, Adrar des Iforas (Mali) // Contrib. Miner. and Petrol. 1983. Vol. 82, N 4. P. 312-326.

Lister G.S., Snocke A.W. S-C mylonites // J. Struct. Geol. 1984. Vol. 6, N 6. P. 617-638.

Macaya M.J. Bandas miloníticas plegadas en los materiales metamórficos del sur de Segovia // Stud. geol. salmanticensia. 1983. Vol. 18. P. 93-105.

Marquer D., Gapais D., Capdevila R. Comportement chimique et orthogneissification d'une grandiorite en fases schistes verts (Massif de L'Aar, Alpes Centrales) // Bull. miner. 1985. Vol. 108, N 2. P. 202-221.

Mercier J.C.C., Nicollas A. Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts // J. Petrol. 1975. Vol. 16. P. 454-487.

Nicollas A., Poirier J.P. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. L.; Wiley, 1976. 444 p.

Nininger H.H. Impactite slag at Barringer Crater // Amer. J. Sci. 1954. Vol. 252, N 5. P. 277-290.

Quick J.E., James O.B., Albee A.L. Petrology and petrogenesis of Lunar breccia 12013 // Proc. Lunar and Planet. Sci. Conf. 1981. Vol. 12. P. 117-172.

Rondot J. Impactite of the Charlevoix structure, Quebec, Canada // J. Geophys. Res. 1971. Vol. 76, N 23. P. 5414-5423.

- S a n d e r B. Gefügenkunde der Gesteine mit besonderer berücksichtigung der Tektonite. B.: Springer, 1930. N VI. 352 s.
- S e d e r h o l m J.J. On granite and gneiss // Bull. Comm. Geol. Finl. 1907. Vol. 23. P. 1-110.
- S h o r t N.M. Shock-lithification of unconsolidated rock materials // Science. 1966. Vol. 54, N 3748. P. 382-384.
- S t ö f f l e r D. Progressive metamorphism and classification of shocked and brecciated crystalline rocks at impact craters // J. Geophys. Res. 1971. Vol. 76, N 23. P. 5541-5551.
- S t ö f f l e r D. Deformation and transformation of rock-forming minerals by natural and experimental shock processes. 1. Behavior of minerals under shock compression // Fortschr. Miner. 1971. Vol. 49. P. 50-113.
- S t ö f f l e r D. Deformation and transformation of rock-forming minerals by natural and experimental shock processes. 2. Physical properties of shocked minerals // Ibid. 1974. Vol. 51, N 2. P. 511-537.
- S t ö f f l e r D. Terrestrial impact breccias // LPI Techn. Rep. 1982. N 82-02. P. 139-146.
- S t ö f f l e r D., K n ö l l H.D., M a e r z U. Terrestrial and lunar impact breccias and the classification of lunar highland rocks // Proc. Lunar and Planet. Sci. Conf. 1979. Vol. 10. P. 639-675.
- S t ö f f l e r D., K n ö l l H.D., M a r v i n U.B. et al. Recommended classification and a committee report // Proc. conf. Lunar highl. and crust. Houston USA, NASA. 1980. P. 51-70.
- T a y l o r G.I. Petrologic comparision of lunar and meteoritic breccias // LPI Techn. Rep. 1982. N 82-02. P. 153-167.
- T h o m p s o n J.B. The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists // Amer. Miner. 1957. Vol. 42. P. 842.
- T i l l e y C.E. The zoned contact-skarns of the Broadford area, Skye: A study of boron fluorite metasomatism in dolomites // Mineral. Mag. 1951. Vol. 29. P. 214-258.
- T u r n e r P.J. Metamorphic petrology. N.Y.: McGraw Hill, 1968. 525 p.
- U m e m u r a H., S u w a K. The origin of pseudoconglomerate in the Rufunsa quartzites of the Kibaran metamorphic belt, Zambia // Prelim. Rep. Afr. Stud. Nagoya Univ. Sci. 1983. N 5. P. 205-215.
- W e g m a n n C.E. Zur Deutung der Migmatit // Geol. Rdsch. 1935. Bd. 26. S. 305-350.
- W i l l i a m s G., D i x o n J. Reaction and geometrical softening in granitoid mylonites // Text. and Microstruct. 1982. Vol. 4, N 4. P. 223-239.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРОВ	3
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ (названия минералов)	5
Глава I. ОСЫТ РАЗРАБОТКИ И ПРИНЦИПЫ СИСТЕМАТИКИ, КЛАССИФИКАЦИИ И НОМЕНКЛАТУРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД. Н.Л.Добрцов, В.А.Глебовицкий, С.П.Кориковский, Н.Н.Перцев, В.В.Ревердатто, О.М.Розен, В.И.Фельдман	7
Глава 2. ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ РЕГИОНАЛЬНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД. Н.Л.Добрцов, В.А.Глебовицкий, С.П.Кориковский, В.В.Ревердатто, О.М.Розен	16
Глава 3. РЕГИОНАЛЬНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ. А.А.Глаголев, В.А.Глебовицкий, Н.Л.Добрцов, С.П.Кориковский, О.М.Розен	21
Глава 4. РЕГИОНАЛЬНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ АНАБАРСКОГО ШИТА (пример разработки региональной классификации). О.М.Розен, А.Н.Белов, В.Л.Злобин	57
Глава 5. КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ. В.Ю.Колобов, И.И.Лиханов, В.В.Ревердатто	77
Глава 6. УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ (ГРАНИТИЗИРОВАННЫЕ) ПОРОДЫ К.А.Шуркин, В.А.Глебовицкий	97
Глава 7. СИСТЕМАТИКА И НОМЕНКЛАТУРА МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД В.А.Хариков, Б.И.Омельяненко, Н.Н.Перцев	123
Глава 8. КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА РЕГИОНАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД. В.В.Иданов	130
Глава 9. ТЕКТОНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ. Ф.А.Летников, В.Б.Савельева	152
Глава 10. ИМПАКТИТЫ И ИМПАКТНЫЕ БРЕКЧИИ. В.Л.Масайтис, А.И.Райхлин, Т.В.Селивановская	168
Глава II. Некоторые вопросы номенклатуры продуктов ударного метаморфизма в историческом аспекте. В.И.Фельдман	188
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	195

CONTENTS

Preface of editors	3
List of mineral name abbreviations	5
Part 1. An experience of arrangement and principles of systematics, classification and nomenclature of metamorphic and metasomatic rocks. N.L.Dobretsov, V.A.Glebovitsky, S.P.Korikovsky, N.N.Pertsev, V.V.Reverdatto, O.M.Rosen, V.I.Feldman	7
Part 2. Principles of classification of regional-metamorphic and contact-metamorphic rocks. N.L.Dobretsov, V.A.Glebovitsky, S.P.Korikovsky, V.V.Reverdatto, O.M.Rosen	16
Part 3. Regional metamorphic rocks. A.A.Glagolev, V.A.Glebovitsky, N.L.Dobretsov, S.P.Korikovsky, O.M.Rosen	21
Part 4. Regional metamorphic rocks of the Anabar Shield: and example arrangement of regional classification. O.M.Rosen, A.N.Belov, V.L.Zlobin	57
Part 5. Contact-metamorphic rocks. V.Yu.Kolobov, I.I.Likhnov, V.V.Reverdatto	77
Part 6. Ultrametamorphic (granitized) rocks. K.A.Shurkin, V.A.Glebovitsky	97
Part 7. Systematics and nomenclature of metasomatic rocks. V.A.Zharikov, B.I.Omelyanenko, N.N.Pertsev	123
Part 8. Classification and nomenclature of regional-metasomatic rocks. V.V.Zhdanov	130
Part 9. Tectono-metamorphic rocks. F.A.Letnikov, V.B.Savelyeva	152
Part 10. Impactites and impact breccias. V.L.Masaytis, A.I.Rayhlin, T.V.Selivanovskaya	168
Part 11. A historical aspect of nomenclature of impact metamorphic products. A.I.Feldman	188
References	195