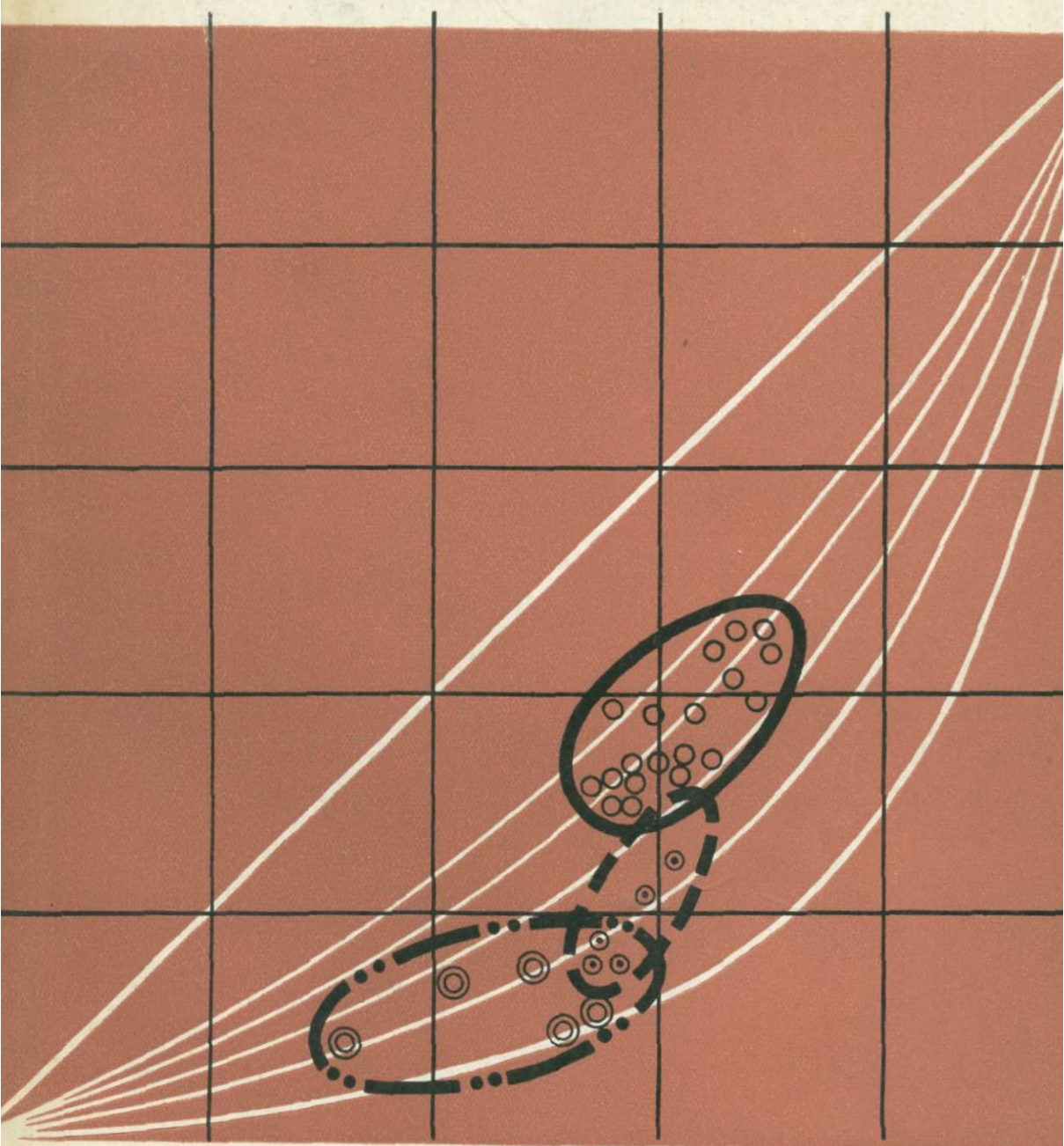


ТЕРМО- И БАРОМЕТРИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД



В. А. Шанин

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

ТЕРМО- И БАРОМЕТРИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

5367



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД—1977



Разработка проблем термо- и барометрии проведена на основе новой схемы минеральных фаций метаморфизма, сопровождаемой расчетом линий моновариантных равновесий, с учетом последних экспериментальных данных. Исследуются различные методы термо- и барометрии, главные из которых — изучение 1) равновесного распределения катионов между сосуществующими твердыми растворами, 2) внутрифазового распределения катионов в структурах породобразующих минералов, 3) минералообразующих сред. Обсуждается также возможность применения метода дискриминантных функций для определения принадлежности образцов к определенным полям на петрогенетической диаграмме. В результате изучения аффективности применения тех или иных методов оценки термодинамических условий метаморфического минералообразования рекомендован ряд термометров и барометров, которые при достаточно большой статистике определений дают достоверные результаты. Лит. — 452 назв., ил. — 67, табл. — 55.

АВТОРЫ: ГЛЕБОВИЦКИЙ В. А., ДРУГОВА Г. М., ЕКИМОВ С. П., КРИЖАНСКИЙ Л. М., КРЫЛОВА М. Д., МАСЛЕНИКОВ А. В., МОСКОВЧЕНКО Н. И., НИКИТИНА Л. П., ОШЕРОВИЧ Э. З., ПРИЯТКИНА Л. А., СЕДОВА И. С., ХРИСТОФОРОВ К. К.

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
В. А. ГЛЕБОВИЦКИЙ

В работе рассматриваются различные методы определения температуры и давления минералообразования при метаморфических процессах, дается их теоретическое обоснование, обсуждаются области применимости и погрешности каждого из методов и на конкретных примерах показывается их эффективность.

Традиционный подход к разработке проблем такого рода основывается на принципе минеральных фаций. Считается необходимым создание схемы минеральных фаций метаморфических пород на количественной основе с возможно более точным определением P — T координат полей устойчивости критических парагенезисов наиболее распространенных пород. Многие методы термо- и барометрии основаны на изучении минеральных равновесий гидратации—дегидратации, а также твердофазных превращений в алюмосиликатных породах, бедных и богатых кальцием. Поэтому только эти породы и рассматриваются в гл. I данной монографии, посвященной описанию разработанной нами схемы минеральных фаций.

В последние годы широкое распространение получили методы термо- и барометрии, основанные на законе равновесного распределения компонентов между сосуществующими твердыми растворами (или на законе фазового соответствия). В связи с этим систематическое исследование биминеральных равновесий в метаморфических породах явилось одной из главных задач данной работы. Результаты изучения этих равновесий изложены в гл. II.

Один из новейших методов оценки условий минералообразования, серьезно разрабатывающийся сравнительно недавно, основан на изучении внутрифазового распределения катионов в структуре порообразующих минералов, явлений упорядочения структуры силикатов. Внедрение в минералогию экспериментальных методов физики твердого тела открывает новые перспективы в изучении этой проблемы. Первые результаты таких работ изложены в гл. III.

В гл. IV обсуждается возможность применения дискриминантных функций, использующих в качестве признаков содержания катионов и коэффициенты их распределения в равновесно сосуществующих минералах для определения принадлежности образцов к определенным полям на петрогенетической диаграмме.

Независимым методом оценки P — T параметров метаморфизма является изучение минералообразующих сред, законсервированных в газожидких и расплавных включениях. В нашей работе этот метод термо- и барометрии использовался главным образом для контроля корректности построенных петрогенетических диаграмм, положенных в основу предлагаемой схемы минеральных фаций. Однако результаты исследований, изло-

женные в главе V, имеют самостоятельное значение, так как с помощью этих методов можно получить такие характеристики термодинамического режима метаморфизма, которые другими способами получить нельзя. Так, например, данные об относительной фугитивности компонентов флюида, об условиях анатексиса нельзя получить только при анализе биминеральных равновесий (распределения петрогенных и редких элементов) без привлечения данных по газовой-жидким и расплавленным включениям.

Авторы не стремились всесторонне рассмотреть все имеющиеся минералогические термометры и барометры. Основная цель исследования состояла в том, чтобы найти ответы на принципиальные вопросы термо- и барометрии, используя для этого данные по наиболее детально исследованным равновесиям и отдельным минералам.

В работе использованы следующие обозначения названий минералов:

Авгит — Aug	Калиевый полевой шпат — KFsр	Пиррофиллит — Pyрh
Актинолит — Act	Кальцит — Ca	Плагиоклаз — Pl
Альбит — Ab	Кальциевая молекула Чермака — CaTs	Полевой шпат — Fsp
Акерманит — Ak	Каолинит — Kl	Пренит — Pre
Акмит — Ac	Каронат — Ka	Пумпеллит — Pu
Альмандин — Alm	Кварц — Qu	
Амфибол — Am	Клинопироксен — Cpx	Роговая обманка — Nb
Анальцит — Anl	Клинохлор — Cchl	Рутил — Ru
Андалузит — And	Клиноцоизит — Czo	
Андезин — Ad	Клиноэнстатит — CEn	Санидин — San
Андрадит — Andr	Кордиерит — Cord	Сапфирин — Sap
Авнит — Ann	Корунд — Cor	Серицит — Ser
Анортит — An	Куммингтонит — Cum	Серпентин — Serp
Антофиллит — Ant		Сидерофиллит — Sdph
Апатит — Ap		Силлиманит — Sill
Арагонит — Arg		Скаполит — Sc
	Лабрадор — La	Спессартин — Spes
Биотит — Bt	Лавсонит — Law	Ставролит — St
Битовнит — Bu	Ларнит — Lar	Стильбиномелан — Stp
Брусит — Br	Ломонтит — Lom	Сфен — Sph
Волластонит — Woll	Магнезит — Mgs	Тальк — Та
Вайрацит — Wr	Магнезиальная молекула Чермака — MgTs	Тремолит — Tre
		Турмалин — Tur
Гастингсит — Hac	Магнетит — Mt	
Геденбергит — Hd	Мейонит — Me	Фаялит — Fa
Гейландит — He	Микроклин — Mi	Ферросилит — Fs
Гематит — Hm	Моноклинный пироксен — Mpx	Фибролит — Fibr
Герцинит — Hz	Мусковит — Mu	Флогопит — Phi
Гиперстен — Hy		Форстерит — Fo
Глаукофан — Gl		
Гранат — Gr	Нефелин — Ne	
Гроссуляр — Gross		Хлорит — Chl
Грюнерит — Grün		Хлоритоид — Chld
	Олигоклаз — Olg	
Диопсид — Di	Оливин — Ol	Циркон — Zr
Дистен (кианит) — Dist (Ky)	Омфацит — Om	Цоизит — Zo
Доломит — Do	Ортоклаз — Ort	
	Ортопироксен — Opx	Чермакит — Ts
Жадеит — Jd	Ортоферросилит — OFs	
Жедрит — Gd		Шпинель — Sp
Железистая молекула Чермака — FeTs	Парагонит — Par	
	Периклаз — Per	Эденит — Ed
Ильменит — Ilm	Пертит — Pe	Энстатит — En
Истонит — Ist	Пироксен — Px	Эпидот — Ep
	Пироп — Pyр	

Минеральные фации как критерии оценки P — T параметров метаморфизма

Принцип минеральных фаций метаморфических пород, предложенный П. Эскола (Eskola, 1915, 1920, 1939) и получивший физико-химическое обоснование в работах Д. С. Коржинского (1957), в последние двадцать с лишним лет развивался многими петрологами. Особенно существенными были исследования А. Мияширо (Miyashiro, 1961 и др.), который обосновал возможность выделения фациальных серий, отличающихся друг от друга величиной отношения температуры и давления (глубинности минералообразования), и доказал, что петрологически распознаваемые геотермические режимы метаморфизма распределены в разнотипных тектонических зонах вполне закономерно.

Эти идеи были приняты советскими и зарубежными исследователями (Den-Tex, 1965; Винклер, 1969; Саттон, 1967; Кориковский, 1969б; Глебовицкий, 1971, 1973; Великославинский, 1972, и др.) и получили дальнейшее развитие в их работах.

В последние годы в связи с развитием экспериментальных работ и теории метаморфогенного минералообразования появилась возможность построения петрогенетических диаграмм на количественной основе. Всеобъемлющие сводки такого рода содержатся в монографиях Г. Винклера (1969), Н. Л. Добрецова и др. (Фации метаморфизма, 1970), А. А. Маракушева (1968б), В. А. Глебовицкого (1973).

Значительную роль в развитии принципа минеральных фаций сыграли исследования фаций глубинности, начало которым было положено Д. С. Коржинским (1940) и продолжены его учениками (Маракушев, 1961, 1965, 1968б; Кориковский, 1967, 1969б, 1970, 1971; Федькин, 1970; Перчук, 1970, 1972, 1973, и др.).

Однако, несмотря на значительные успехи в разработке принципа минеральных фаций, многие вопросы остаются дискуссионными, что связано с неопределенностью решения ряда конкретных задач по расчету полей устойчивости критических парагенезисов. И дело не только в недостатке экспериментального материала и термодинамических констант силикатов, но и в спорности некоторых теоретических предпосылок, принимаемых исследователями. При построении петрогенетических сеток, положенных в основу перечисленных выше фациальных классификаций, принимались различные соотношения P_{H_2O} , P_{CO_2} , P_{f1} и P_s , что решительным образом повлияло на оценку каждым автором P — T параметров метаморфизма.

Ниже мы попытаемся суммировать все имеющиеся материалы по полям устойчивости критических парагенезисов и обосновать классификацию метаморфических фаций, используя реакции гидратации—дегидратации и твердофазные превращения.

P_{H_2O} можно рассматривать в качестве независимого фактора равновесия в природных системах потому, что происходят существенные колебания

в составе флюида, связанные с рядом причин общего и локального характера.

Причина общего порядка заключается, в частности, в закономерном изменении состава флюида в сторону обогащения его углекислотой по мере возрастания глубины. Это предположение было положено Д. С. Коржинским в основу выделения фаций глубинности и позже нашло подтверждение в работах многих исследователей. Так, например, А. А. Маракушеву (1965) удалось найти соответствие между ассоциирующимися парагенезисами гнейсов, бедных кальцием, и карбонатных пород, отвечающих различным давлениям.

Н. Л. Добрецов и др. (Фации метаморфизма, 1970, стр. 155) рассчитали средний состав флюида литосферы и показали, что концентрации H_2O в нем составляют 84.4, а CO_2 — 10.1% (остальное приходится на KCl , HF , H_2 и т. д.). Этот состав отвечает в высокой степени окисленному состоянию вещества, что, по-видимому, характерно для верхних частей земной коры. В глубинных же условиях, как показали А. А. Маракушев и Л. Л. Перчук (1973), более вероятной является восстановительная обстановка, когда устойчивыми становятся соединения типа H_2 , CH_4 , CO и т. д., а относительные активности H_2O и CO_2 понижаются. Представление о закономерном снижении величины $P_{H_2O}/P_{общ}$ с возрастанием глубинности подтверждается многими данными по парагенезисам метаморфических пород, а также результатами анализа состава газово-жидких включений в минералах, возникших в условиях высокого общего давления (Седова, 1976).

Картина вариаций отношения $P_{H_2O}/P_{общ}$ сложна, что обусловлено действием локальных факторов. В качестве одного из них предполагается присутствие CO_2 в метаморфизирующихся толщах карбонатных пород (Фации метаморфизма, 1970, с. 157). Действительно, течение реакций декарбонатизации, особенно характерных для высокотемпературной области, должно увеличивать отношение P_{CO_2}/P_{H_2O} и приводить к значительному снижению парциального давления на воду.

Важным фактором, влияющим на относительную величину P_{H_2O} , является появление гранитоидного расплава, обладающего ярко выраженной избирательной способностью растворять H_2O , но не CO_2 (Николаев, 1955; Фации метаморфизма, 1970; Совместная растворимость. . ., 1972). В этом случае могло бы произойти практически полное обезвоживание толщ, так как флюид составляет лишь незначительную часть общего объема пород, в то время как количество селективного расплава в мигматизированных комплексах может достигать 20—25% перед началом явлений реоморфизма и существенного удаления гранитов на более высокие уровни. Отсюда вытекает необходимость восходящих потоков растворов при гранитизации для того, чтобы в условиях температуры амфиболитовой фации могли проявляться процессы плавления в широких масштабах. Если учесть оценку парциального давления воды для гранулитовой фации $P_{H_2O}=0.3P_{общ}$ (Фации метаморфизма, 1970), в глубинной части которой происходит существенная «дегранитизация» благодаря удалению расплавов, то можно предполагать в зонах начала анатексиса $P_{H_2O}=0.6—0.5P_{общ}$.

При оценке P_{H_2O} в процессах метаморфизма многие исследователи обращали внимание на поведение мусковита (Маракушев, 1968; Фации метаморфизма, 1970). При этом справедливо отмечалось, что он никогда не кристаллизуется из расплава, а всегда выступает в качестве позднего минерала постмагматической (или постмигматитовой) стадий. Парциальное давление на воду в среднетемпературной области не может превышать 0.7—0.8 от общего давления. Вместе с тем этим определяется и нижний предел для P_{H_2O} . Действительно, практически во всех зональных комплексах дегидратация мусковита происходит одновременно с появлением мигматитов (с началом плавления). Не представляют исключения и малоглубинные комплексы, метаморфизирующиеся при давлениях от 3 до 5 кб. Если бы P_{H_2O} было меньшим, чем 0.7—0.8 $P_{общ}$, то возможна была бы широкая устойчивость

парагенезиса андалузита с калиевым полевым шпатом (а не с мусковитом) в немигматизированных толщах, что не характерно для регионально метаморфизованных комплексов такой глубинности.

Таким образом, можно считать, что при появлении гранитоидных расплавов (начало мигматизации) осуществляется скачкообразное изменение отношения $P_{H_2O}/P_{общ}$, которое далее, при повышении температуры и давления, уменьшается монотонно. Исходя из изложенного выше, можно принять, что при низких и умеренных давлениях и температурах P_{H_2O} составляет $0.7-0.8P_{общ}$, в высокотемпературной части амфиболитовой фации $P_{H_2O} = 0.6-0.5P_{общ}$, а при наиболее высоких температурах и давлениях (наиболее глубинные гранулиты) $P_{H_2O} = 0.2-0.3P_{общ}$. Примерно при том же значении P_{H_2O} происходил глубинный метаморфизм, приводивший к образованию низко- и среднетемпературных глаукофансланцевых, эклогит-глаукофансланцевых и эклогит-сланцевых комплексов.

Некоторые осложнения возникают при метаморфизме существенно вулканогенных толщ, в которых может снижаться парциальное давление на воду в процессе гидратации первоначально сухих магматических пород и при одновременном прогрессивном метаморфизме осадочных образований в диафторезе тесно с ними ассоциирующихся ранее глубоко метаморфизованных толщ. Наиболее полные преобразования древних толщ осуществляются на контакте с молодыми, прогрессивно метаморфизованными отложениями или в зонах повышенной проницаемости (Глебовицкий и др., 1964), что позволило предположить наличие градиента P_{H_2O} . Однако при этом не наблюдалось заметного изменения характера парагенезисов, что может свидетельствовать о малой роли рассматриваемого фактора в изменении режима флюида.

Равновесия в породах, богатых кальцием

Для оценки условий метаморфизма в области низких и средних температур большое значение имеют данные по равновесиям в системе $CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, которые позволяют наметить границы некоторых специфических фаций и, что еще важнее, оценить $P-T$ координаты не исследованных экспериментально равновесий в системах более сложного состава.

Ранее, обобщив экспериментальные данные (Nitsch, 1968; Newton, Kennedy, 1963; Liou, 1971, и др.), автор (Глебовицкий, 1973) попытался оценить термодинамические условия образования минеральных ассоциаций цеолитовой фации Д. Кумбса (Coombs, 1954) и сопоставить ее с пумпеллит-пренитовой фацией. Если принять во внимание результаты экспериментов К. Нитша (Nitsch, 1970), то можно прийти к выводу о том, что поля устойчивости ассоциации таких кальциевых цеолитов, как ломонтит и вайрацит, практически совпадают с полями устойчивости парагенезисов пумпеллита, пренита, хлорита, эпидота и кварца в основных метавулканитах. Это привело к заключению о совпадении сравниваемых фаций. Поэтому в опубликованной ранее схеме минеральных фаций (Глебовицкий, 1973) они объединены.

В то же время было предложено выделять фацию пумпеллит-актинолитовых сланцев, парагенезисы которых устойчивы в интервале температур от 300 до 400° при давлении, большем 2.5 кб, что следует из экспериментов К. Нитша (Nitsch, 1970). При этом поля стабильности парагенезисов расширяются с повышением давления. Такой вывод хорошо согласуется с фактами постоянного присутствия пумпеллит-актинолитовой зоны между зонами цеолитовой и глаукофан-лавсонитовой фаций и широкого развития ассоциаций пумпеллита с эпидотом, натровым актинолитом и кросситом в низкотемпературных комплексах повышенных давлений.

К. Нитши (Nitsch, 1972) экспериментально исследовал пределы устойчивости лавсонита, определив $P-T$ координаты линий моновариантных

равновесий $Law=Zo+Ky+Pyph$ и $Zo+And+Pyph=An$. Эти материалы, экспериментальные данные, приведенные на рис. 1, а также исследования равновесия пиррофиллит = Al_2SiO_5 + кварц (Althaus, 1966a, 1966b; 1967) позволили рассчитать положение линий моновариантных равновесий, принадлежащих пучкам [An] и [Law]. Принято во внимание, что отношение

$P_{H_2O}/P_{общ}$ монотонно убывает при повышении общего давления и при $P_{общ}=10$ кб составляет $0.3P_{общ}$ (рис. 1). В этом случае оказывается, что в кварцсодержащих породах лавсонит устойчив при температуре $300-350^\circ$ лишь в интервале давлений от 4 до 10 кб, а при его дегидратации возникает типичная для зеленосланцевой фации ассоциация цоизита (клиноцоизита) с пиррофиллитом. Таким образом, удается ограничить фацию лавсонит-глагофановых сланцев. Нетрудно убедиться в том, что увеличение отношения $P_{H_2O}/P_{общ}$ расширяет поле устойчивости парагенезиса лавсонита с кварцем, но при давлении менее 10 кб — не более чем до 450° .

К. Нитш (Nitsch, 1972) показал, что незначительная примесь CO_2 во флюиде (3 ± 2 мол. %) приводит к исчезновению лавсонита в присутствии кварца. Отсюда ясно, что снижение $P_{H_2O}/P_{общ}$ при метаморфизме фации глаукофан-лавсонитовых сланцев не может происходить за счет заметного повышения P_{CO_2} . Такая ситуация, когда и P_{H_2O} и P_{CO_2} приобретают одновременно низкие значения, может быть объяснена на основании заключения А. А. Маракушева и Л. Л. Перчука (1973) — на ранних стадиях развития подвижной области (догранитная стадия метаморфизма) в преобразованиях участвовали мало окисленные флюиды, состоявшие главным образом из углеводородных соединений, закиси углерода, водорода.

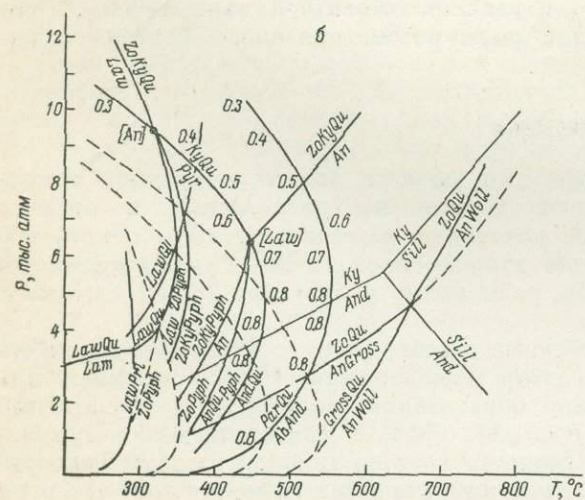
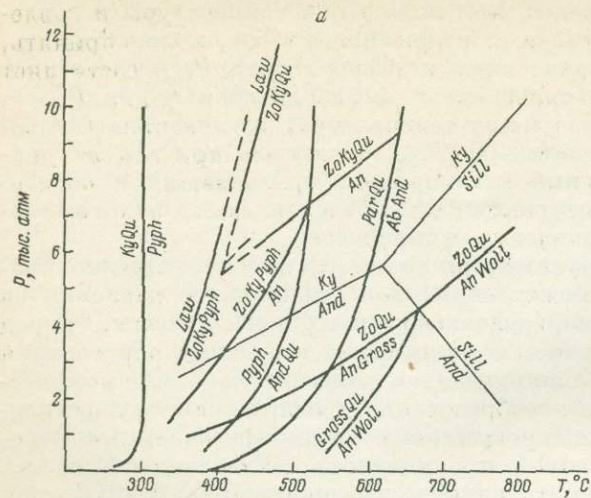


Рис. 1. Некоторые экспериментальные исследования (а) и пересчитанные для условия $P_{H_2O} < P_{общ}$ (б) равновесия в системе $CaO-Al_2O_3-SiO_2$.

Две параллельные прерывистые линии соответствуют реакциям появления спессартина и альмандина (Iisu, 1968), пересчитанным для условия $P_{H_2O} < P_{общ}$.

Поле устойчивости анортита в системе $CaO-Al_2O_3-SiO_2$ со стороны высоких давлений и низких температур ограничено линиями моновариантных равновесий $Zo+Ky+Qu=An$ и $Zo+Ky+Pyph=An$. При высоких давлениях (более 6.5 кб) оказывается стабильной ассоциация цоизита, кианита и кварца, весьма характерная для многих эклогито-сланцевых комплексов. Поле устойчивости парагенезиса $Zo+Ky+Qu$ делится на две

части линией равновесия парагонит + кварц = альбит + кианит, экспериментально исследованного Н. Чаттерджи (Chatterjee, 1972). В природе известны глубинные метаморфические комплексы, отвечающие как высокотемпературной, так и низкотемпературной части рассматриваемого поля. Парагонит-фенгит-кианит-цоизит-кварцевые сланцы исследованы, например, в пределах Мюнхбергского массива (Бавария), где они представляют главную разновидность пород эклогито-сланцевого комплекса (Schmidt, 1972). Более высокотемпературные фенгит-кианитовые сланцы с цоизитом, иногда с роговой обманкой, гранатом и небольшим количеством кислого плагиоклаза широко распространены в зерендинской серии Кокчетавского массива.

В рассматриваемой системе цоизит с кварцем устойчивы в широком диапазоне температур и давлений и при средних значениях давления (около 5—6 кб) дегидратируется лишь при температуре около 700°. Примерно такими же свойствами обладает клиноцоизит. Р. Стренс (Strens, 1965) рассмотрел стабильность минералов этой группы в зависимости от температуры и давления при разных составах системы. Особое внимание обращалось на эффект вариаций отношения Fe/Al, а также на влияние P_{O_2} и добавок альбита. Оказалось, что эпидот с высоким содержанием писточитового минерала является более термально устойчивым, чем цоизит и клиноцоизит.

Более поздние данные подтвердили эти выводы (Newton, 1965, 1966), М. Холдэвей (Holdaway, 1965, 1967) исследовал реакцию дегидратации эпидотов в зависимости от температуры, давления, парциального давления кислорода. Оказалось, что по мере возрастания последней величины увеличивается и температура устойчивости эпидота.

Вообще говоря, все реакции, идущие с участием минералов группы эпидота, отличаются значительным объемным эффектом и, следовательно, зависят от давления. Поэтому с повышением давления поля устойчивости парагенезисов эпидот + кварц, клиноцоизит + кварц, а особенно цоизит + кварц расширяются в сторону высоких температур.

Выше речь шла о предельной устойчивости эпидотов и клиноцоизитов в системе $CaO-Al_2O_3-Fe_2O_3-SiO_2-H_2O$. При изменении же состава, с добавлением других компонентов, может заметно изменяться положение линий равновесия этих минералов с кварцем. Так, например, присутствие Na_2O в системе значительно снижает основность плагиоклаза, а реакция дегидратации эпидота принимает вид $4n$ эпидот + кварц + альбит = гранат + $(5+n)$ плагиоклаз + $2H_2O$ и происходит при более низкой температуре, чем экспериментально исследованная реакция:

4 эпидот + кварц = гранат + 5 плагиоклаз + $2H_2O$. Можно построить серию линий, вдоль которых с определенным по составу эпидотом будет сосуществовать плагиоклаз меняющейся основности (Strens, 1965), что, казалось бы, создает перспективу разработки эффективного барометра-термометра для равновесия эпидота, граната (андрадит-гроссулярового), плагиоклаза и кварца. Сложность реализации данной идеи обусловлена зависимостью стабильности эпидота от величины P_{O_2} .

Перейдем к рассмотрению более сложных систем: $Na_2O-CaO-MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2$ и $CaO-MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2$, которым соответствуют метаморфизованные основные и средние эффузивы, граувакки, кристаллические сланцы, возникшие при метаморфизме мергелей.

При температурах, больших 350°, в них становится устойчивой критическая минеральная ассоциация зеленых сланцев актинолит + эпидот + хлорит + альбит + парагонит. Хлорит в ней близок к рипидолиту состава $(Fe, Mg)_{3.5}Al_{2.5}(Si_{5.5}Al_{2.5})_8O_{20}(OH)_{16}$ с железистостью, меняющейся и всегда превышающей железистость сосуществующего актинолита (Кеппежинская, 1965; Фации метаморфизма, 1970). Последний в обычных зеленых сланцах, возникших при относительно низкой температуре и умеренном давлении, беден алюминием и натрием. При повышении давления и температуры

кальциевый амфибол обогащается этими элементами. При этом повышение температуры обуславливает изоморфное замещение по схеме $(\text{Fe}, \text{Mg}) + \text{Si} \rightleftharpoons \text{Al}^{\text{VI}} + \text{Al}^{\text{IV}}$ (чермакитовый тип), а с повышением давления связано возрастание содержания глаукофанового минала. Возможно, что ряд тремолит—чермакит является непрерывным (Дук, 1976) и переход от зеленых сланцевых к эпидотовым амфиболитам происходит постепенно. В таком случае равновесие типа $\text{Hb}(\text{Act}) + \text{Chl} + \text{Zo}(\text{Ep}) + \text{Par} + \text{Ab} + \text{Qu}$ является дивариантным и реализуется в некотором интервале температур. Его можно представить в виде серии линий на $P-T$ диаграмме, каждая из которых

будет отвечать равновесию эпидота, хлорита, альбита с амфиболом, характеризующимся определенной концентрацией в нем алюминия. Обратим внимание на то, что железистость алюминиевого амфибола в отличие от актинолита немного превышает железистость сосуществующего хлорита (Фации метаморфизма, 1970). Отсюда ясно, что появление роговой обманки вместо актинолита прежде всего должно наблюдаться в железистых породах, тогда как в магнезиальных сланцах устойчивым будет оставаться малоглиноземистый актинолит.

В отличие от чермакит-тремолитового ряда амфиболов тремолит(чермакит)-глаукофановый ряд не является непрерывным (Добрецов, 1974). Максимальное содержание глаукофанового минала в кальциевых амфиболах достигается в низкотемпературных эклогито-сланцевых комплексах, в которых устойчив парагенезис парагонита, цоизита, кианита и кварца.

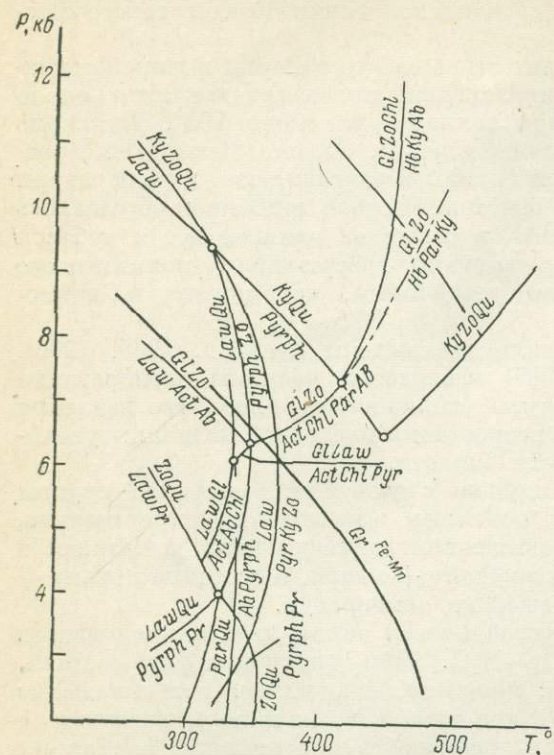


Рис. 2. Некоторые низкотемпературные равновесия в системах $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$, $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$, $\text{Na}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$.

Поэтому равновесия с участием актинолита (или роговой обманки) и глаукофана, показанные на рис. 2, являются действительно моновариантными и ограничивают поля устойчивости парагенезисов глаукофановых сланцев. При построении диаграммы, кроме перечисленных выше особенностей состава минералов, учитывалось, что $f_{\text{Gl}} > f_{\text{Hb}(\text{Act})}$.

Исходя из приведенной диаграммы (рис. 2), можно наметить фации глаукофан-лавсонитовых, глаукофан-цоизитовых и роговообманково-кианит-альбит(парагонит)-кварцевых сланцев,¹ первая из которых в отличие от зеленосланцевой фации соответствует более низким температурам и высоким давлениям, две другие при сходной температуре — более высоким давлениям. При этом положение инвариантной точки на линиях равновесий $\text{Law} + \text{Qu} = \text{Pyrp} + \text{Zo}$, $\text{Pyrp} = \text{Ky} + \text{Qu}$, $\text{Par} + \text{Qu} = \text{Ab} + \text{Ky}$ выбрано произвольно. Поэтому принятые здесь границы фаций условны.

Линии равновесий типа $\text{Gl} + \text{Czo} + \text{Qu} = \text{Act} + \text{Chl} + \text{Par} + \text{Ab}$ ограничивают поля устойчивости чистых глаукофанов без существенной примеси рибикита. Примесь в системе окисного железа превращает данную ассо-

¹ Эта фация совпадает с фацией кианит-цоизит-кварцевых сланцев.

циацию в дивариантную, и ей в таком случае должна соответствовать серия линий, примерно параллельных рассматриваемой границе в поле зеленосланцевой фации. Надежные данные, которые позволили бы рассчитать их точно, отсутствуют. Можно лишь предполагать, что зона перехода обычных актинолит-эпидот-хлоритовых сланцев к глаукофановым не очень широкая, так что парагенезисы субглаукофана формируются при давлениях, превышающих 4—5 кб.

При высоких давлениях появляется специфический абиссофильный минерал — жадеит, устойчивость которого была исследована Р. Ньютоном и Дж. Смитом (Newton, Smith, 1967). Почти чистые жадеиты встречаются, как показал Н. П. Добрецов (1968), только в глаукофансланцевых, лавсонит-содержащих комплексах, что может свидетельствовать о достижении давления 10—11 кб при метаморфизме этого типа. Дж. Куширо (Kushiro, 1965) исследовал равновесие омфацита с альбитом и кварцем, а также выявил зависимость предельного содержания жадеита в клинопироксене от температуры и давления. Оказалось, что повышение концентрации кальция до 50% существенно не снижает давление указанного равновесия и только дальнейшее увеличение диоксидовой составляющей происходит благодаря значительному изменению условий. Используя эту зависимость, можно довольно точно оценить давления, при которых происходило формирование конкретных метаморфических комплексов (рис. 3). Так, составы пироксенов в эклогитах, сосуществующих с глаукофановыми сланцами, наличие в этих комплексах пород с почти чистым жадеитом могут свидетельствовать о том, что давление при метаморфизме менялось в интервале от 7 до 11 кб. В эклогитах, ассоциирующихся с парагонит-кианит-цоизит-кварцевыми сланцами (Schmidt, 1967), предельное содержание жадеитового минала в омфаците — около 38%, а значит давление не превышало 9 кб. В эклогитах Западной Норвегии Д. Грин и Б. Майсон (Green, Myson, 1972) наблюдали симплектиты клинопироксена и альбита, возникающие, по их мнению, во время выплавления гранитов из метаморфизующихся толщ. Так как температура этого процесса, протекавшего в поле стабильности кианита, оценивается в 750—800°, а предельное содержание жадеита в пироксене симплектита составляет 25%, давление достигало величины около 9 кб. Интересно, что сами Б. Майсон и Д. Грин, анализируя парагенезисы гранитоидов, на основании независимых соображений пришли к таким же оценкам условий минералообразования.

Выше отмечалось, что ввиду возможной непрерывности ряда твердых растворов тремолит—чермакит переход от типичных зеленых сланцев к альбит-эпидотовым амфиболитам осуществляется постепенно. Наблюдения над метаморфической зональностью показывают, что обыкновенные роговые обманки появляются еще до дегидратации хлоритоида и образования ставролитовых парагенезисов, т. е. при температуре, меньшей 500°. В то же время клиноцоизит и цоизит в присутствии кварца в подсистеме $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$, как было показано ранее, устойчивы при средних значениях давления до 650—700°. Присутствие в системе Na_2O и кристаллизация в этой связи альбита, естественно, снижает температуру дегидратации минералов группы эпидота; повышение P_{O_2} производит обратное действие. Рассмотрим переход альбит-эпидотовых амфиболитов в обычные амфиболиты.

В системах с Fe и Mg моновариантные равновесия с участием цоизита (клиноцоизита, эпидота) и кварца достигаются выше кривых равновесий $\text{Zo} + \text{Qu} = \text{An} + \text{Gross}$ и $\text{Zo} + \text{Qu} = \text{An} + \text{Woll}$ (рис. 4).

Кроме того, можно утверждать, что интересующие нас равновесия реализуются в интервале между линиями дегидратации парагонита с кварцем и мусковита с кварцем. Действительно, в регионально метаморфизованных комплексах кварцсодержащие эпидотовые амфиболиты сосуществуют с мусковит-ставролитовыми сланцами, содержащими кислый плагиоклаз и кианит.

При расчете линий моновариантных равновесий в системе $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}-\text{MgO}$ ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ и SiO_2 — обособленные компоненты), изображенных на диаграмме (рис. 4), приняты во внимание следующие особенности парагенезисов интересующей нас группы пород и состава минералов в них.

В зональных комплексах малой глубинности андалузит-силлиманитового типа в среднетемпературной области широко распространены пара-

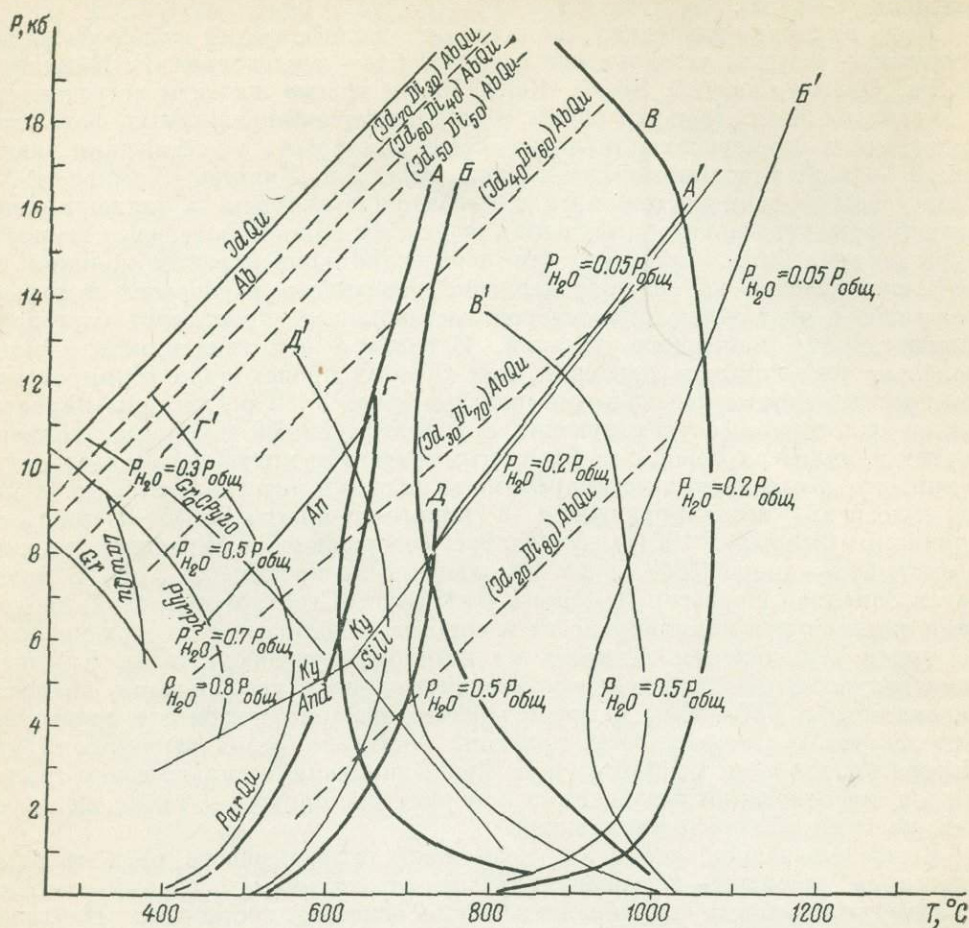


Рис. 3. Соотношения кривых моно- и дивариантных равновесий жадеита и омфацита с альбитом и кварцем (Kushiro, 1965) с линиями важнейших экспериментально исследованных равновесий в метаморфических системах.

Начало плавления гранита: А — биотитового, В — амфиболитового; верхний предел устойчивости: В — кальциевого амфибола, Г — парагонита с кварцем, Д — мусковита с кварцем; А', Б', В', Г', Д' — те же линии, пересчитанные для условия $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{общ}}$, остальные линии обозначены индексами соответствующих минералов.

генезисы с участием куммингтонита и плагиоклаза основного или среднего состава. Железистость куммингтонита мало отличается от железистости роговой обманки, причем в магнезиальной области $f_{\text{CuM}} > f_{\text{Hb}}$, в железистых же породах наблюдаются обратные соотношения. В комплексах средней и большой глубинности парагенезисы с куммингтонитом и плагиоклазом исчезают, сменяясь ассоциациями граната с обыкновенной роговой обманкой. Изменение состава последней подчиняется сложной закономерности. В парагенезисе с куммингтонитом амфибол беден алюминием (Геологическое развитие..., 1970, с. 147), причем эта особенность сохраняется в широком температурном интервале: от низкотемпературных субфаций амфиболитовой фации до гранулитовой фации. Только в низкотемпературных амфиболах

несколько возрастает содержание алюминия, который в одинаковых количествах входит в октаэдры и тетраэдры. В то же время в них несколько увеличивается содержание окисного железа и натрия (присутствие рибикитового минала), в чем, например, можно убедиться на основании материалов Сайтсаари (Saitsaari, 1963) по сланцам зоны Тампере. В амфибол-плаггиоклазовых и амфибол-диопсид-плаггиоклазовых сланцах средней глубинности роговая обманка содержит умеренное количество алюминия, который в равных количествах входит в октаэдрическую и тетраэдрическую позиции.

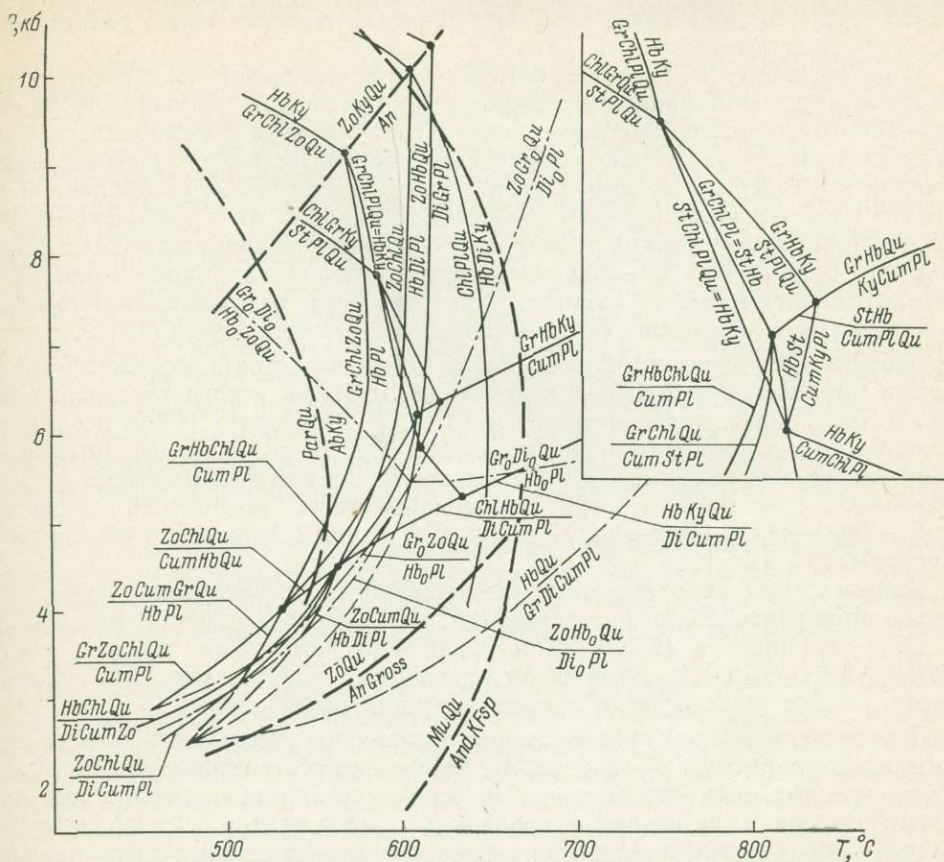


Рис. 4. Среднетемпературные равновесия в системе CaO—MgO—FeO—Al₂O₃—SiO₂.

При увеличении температуры амфибол обогащается Al_{IV} и натрием одновременно. Реализация именно такой схемы изоморфизма в амфиболах данного парагенетического типа доказывается расчетом парного коэффициента корреляции между концентрацией кальция ($x_{Ca} = \frac{Ca}{Ca + Na + K}$) и Al_{IV}, который для выборки из амфиболов гранулитовой и амфиболитовой фаций (Гранулитовая фация. . ., 1972) оказался равным 0.525 при 99%-ном уровне значимости 0.322 (число анализов 33).

Роговые обманки, ассоциирующиеся с гранатом, отличаются повышенной глиноземистостью и при средних температурах приближаются по составу к чермакиту. Особенно богаты этим миналом кальциевые амфиболы из парагенезисов со ставролитом, кианитом и гранатом (Московченко, 1971), которые появляются в среднетемпературных зонах глубинных метаморфических комплексов (например, в Северной Карелии, в периферических частях Беломорско-лапландского пояса). По мере роста температуры глиноземистость амфибола данного парагенетического типа снижается, и он приближается по составу к гастингситу. Одновременно изменяется

содержание щелочей, о чем может свидетельствовать наличие значимой связи между x_{Ca}^{Am} и Al_{VI}^{Am} ; последняя выявляется при расчете частного коэффициента корреляции $rx_{Ca}^{Am} Al_{VI}^{Am} (Al_{IV}^{Am}) = 0.580$, при 99%-ном уровне значимости, равном 0.294 для выборки из анализов кальциевых амфиболов амфиболитовой и гранулитовой фаций (Гранулитовая фация. . ., 1972).

Таким образом, если в области средних температур и давлений содержание алюминия в роговых обманках меняется в очень широких пределах и зависит от характера возникающего парагенезиса, то при возрастании температуры составы амфиболов всех парагенетических типов сближаются, стремясь к гастингситу.

Составы гранатов в породах, богатых кальцием, меняются в соответствии со сложными закономерностями. Ранее было показано (Другова, Глебовичский, 1965), что по железистости гранаты гранулитовой и амфиболитовой фаций отличаются мало. Можно лишь констатировать, что в области средних температур содержание пиропового минала никогда не превышает 30%. Что же касается концентрации кальциевых миналов, то в комплексах средней глубинности и средних температур обычными являются гранаты с 20—25% или с более чем 35—40% грассуляра. В более глубоких комплексах появляются существенно альмандиновые гранаты, содержащие около 33% кальциевых составляющих (Московченко, 1971; Green, Myson, 1972).

Зависимость железистости гранатов от железистости сосуществующих с ними пироксенов и амфиболов изучалась многими исследователями (Перчук, 1970; Гранулитовая фация. . ., 1972). Л. Л. Перчук (1970) исследовал зависимость коэффициентов распределения Mg, Fe и Ca между интересующими нас фазами от температуры и давления. Все эти данные могут быть использованы для расчета линии многовариантных равновесий в системе $Na_2O-CaO-Al_2O_3-FeO-MgO-SiO_2-H_2O$ при средних значениях температуры.

Хлориты из эпидот-альбитовых амфиболитов исследованы хуже, чем другие минералы. Некоторые сведения о них можно найти в монографии К. Б. Кепежинскаса (1965). Для наших расчетов был принят состав $(MgFe)_5Al_2SiO_3O_{10}(OH)_8$. При этом считалось, что железистость хлорита всегда меньше железистости сосуществующих амфиболов.

Перечисленные особенности состава минералов учтены при расчете приближенной диаграммы $P-T$ (рис. 4). Было принято во внимание, что Na_2O в существенных количествах входит только в состав плагиоклаза и этот компонент отнесен к категории обособленных компонентов. Делалось это со значительной долей условности, поэтому и рассматриваемые здесь равновесия являются лишь условно многовариантными. Увеличение химического потенциала Na_2O в общем случае при прочих равных условиях должно сокращать поля устойчивости эпидотовых, клиноцоизитовых, цоизитовых и куммингтонитовых парагенезисов.

Другим обстоятельством, ограничивающим применимость данной диаграммы к природным объектам, является то, что при ее расчете учитывалось участие в реакциях дегидратации лишь чистых клиноцоизитов (или цоизитов), но не эпидотов с существенной примесью пистоцитового минала. Выше отмечалось, что добавка трехвалентного железа в минералы этой группы повышает их термальную устойчивость, т. е. этот фактор в отличие от химического потенциала Na_2O оказывает противоположное действие на ход метаморфических реакций.

Несмотря на все это, из рассмотрения приведенной диаграммы можно сделать некоторые выводы о направленности в изменении характера парагенезисов в породах, богатых кальцием, и о границах некоторых фаций и субфаций. Прежде всего обращает на себя внимание значительная зависимость температуры рассматриваемых здесь равновесий от давления. При низких его значениях наблюдается расширение полей устойчивости парагенезисов куммингтонита, диоксида и плагиоклаза и куммингтонита и плагиоклаза (вместе с гра-

натом и роговой обманкой). Точно так же расширяется поле устойчивости диопсид-амфибол-плаггиоклазовых парагенезисов. Другими словами, переход от фации эпидот-альбитовых амфиболитов к амфиболитовой фации в малоглубинных комплексах происходит при значительно меньших температурах, чем в комплексах средней глубинности. Это находится в соответствии с природными наблюдениями. Например, в Свеккофеннском метаморфическом поясе картируется только узкая зона эпидот-амфиболитовой фации, и парагенезисы роговой обманки с диопсидом и плаггиоклазом или с куммингтонитом и плаггиоклазом наблюдаются в низкотемпературной части зоны ставролита.

В рассматриваемом интервале температур парагенезис куммингтонита с основным плаггиоклазом сохраняет свою устойчивость вплоть до давления около 6 кб,² при котором становится возможным его переход в ассоциацию ставролита с роговой обманкой и гранатом или роговой обманки с гранатом и кианитом. Все эти ассоциации были зафиксированы на юго-западной окраине Беломорско-Лапландского метаморфического пояса. Интересно, что кристаллические сланцы с указанными парагенезисами сосуществуют здесь с породами, содержащими ассоциации жедрита, граната и кианита, ставролита, граната и кианита, ставролита, жедрита и кианита, определяющие, как будет показано далее, упомянутую выше величину давления.

Таким образом, при средних значениях температуры повышение давления способствует постепенному исчезновению куммингтонит-диопсид-плаггиоклазовых и куммингтонит-плаггиоклазовых парагенезисов с замещением их ассоциациями альмандиновых амфиболитов, а при высоких давлениях появляются специфические парагенезисы, позволяющие выделить субфацию кианитовых амфиболитов в интервале температур фации эпидот-альбитовых амфиболитов.

В настоящее время существует лишь ограниченное количество экспериментальных данных о высокотемпературных равновесиях в породах, богатых кальцием. Вместе с тем имеется обширный материал по природным парагенезисам и закономерностям изменения состава минералов при изменении внешних условий.

Дивариантный в системе $Al_2O_3-FeO-MgO-CaO$ (SiO_2 и $NaAlSi_3O_8$ — избыточные компоненты) парагенезис граната, роговой обманки, куммингтонита и плаггиоклаза при повышенных температурах устойчив в широком интервале давления. По мере его повышения происходит постепенное исчезновение куммингтонита и плаггиоклаза и замещение их все более железомagneзиальным гранатом и более глиноземистой роговой обманкой. Наконец, куммингтонит с плаггиоклазом становятся вообще неустойчивыми и сменяются чермакитовой роговой обманкой (Кориковский, 1967; Геологическое развитие. . ., 1970). Действительно, роговые обманки из андалузит-силлиманитовых комплексов отличаются пониженным содержанием алюминия и близки к эдениту, в то время как в породах, принадлежащих кианит-силлиманитовым фаціальным сериям, с гранатом сосуществуют чермакиты и гастингситы.

Указанные закономерности изменения состава минералов в породах, богатых кальцием, учитывались при анализе топологии многопучковой диаграммы, построенной для системы $Al_2O_3-FeO-MgO-CaO$ (SiO_2 и $NaAlSi_3O_8$ — избыточные компоненты) и показывающей характер перехода амфибол-гранатовых гнейсов в двупироксеновые (рис. 5).

Для пород, бедных калием (рис. 5), наибольший интерес представляет моновариантное равновесие граната, роговой обманки, гиперстена, диопсида и плаггиоклаза в присутствии кварца. Соотношения железистости пироксенов и амфиболов меняются в породах разного состава. Если в магнезиальной области $f_{Hу}$ заметно больше $f_{Hь}$, а тем более f_{D1} , то при повышении железистости возможна такая ситуация, когда величины $f_{Hу}$, $f_{Hь}$ и f_{D1} становятся

² Имеются в виду максимально возможные давления.

линейно связанными друг с другом, что определяет возможность экстремального моновариантного равновесия $\text{Hb} + \text{Qu} = \text{Di} + \text{Hyr} + \text{Pl}$. Можно убедиться в том, что это равновесие достигается при минимальной температуре, когда возможно существование ассоциации двух пироксенов и плагиоклаза.

При повышении давления магнезиальность минералов в парагенезисах $\text{Di} + \text{Gr} + \text{Hyr} + \text{Pl} + \text{Qu}$ и $\text{Hb} + \text{Di} + \text{Gr} + \text{Pl} + \text{Qu}$ растет, в чем можно убедиться на основании экспериментальных исследований Д. Грина и А. Рингвуда (Петрология верхней мантии, 1968) по эклогитизации базальтоидов и на основании расчетов линии смещенных равновесий, зафиксированных в указанных

здесь дивариантных парагенезисах. В магнезиальной области моновариантная реакция, ограничивающая поля устойчивости двухпироксен-плагиоклазовых парагенезисов, в кварцсодержащих породах происходит по схеме $\text{Hb} + \text{Gr} + \text{Qu} = \text{Di} + \text{Hyr} + \text{Pl}$ (рис. 5).

Расчет линии данного моновариантного равновесия при средних значениях железистости фаз, представленных, например, в гранулитовых комплексах умеренных давлений алданского и кольского типов (Другова, 1960; Бондаренко, Дагелайский, 1968), дает положительный относительно крутой наклон на диаграмме $T-P$ (рис. 6). В наиболее глубоких высокотемпературных комплексах, таких как лапландский, а также в некоторых образованиях Юго-Западного Памира, Восточной Гренландии, Алданского щита для рассматриваемого равновесия отмечаются более магнезиальные составы фаз. Железистость снижается до следующих значений: $f_{\text{Gr}} = 50-65\%$, $f_{\text{Hyr}} = 30-40$, $f_{\text{Hb}} = 25-35$, $f_{\text{Di}} = 19-25\%$. При

таких составах линия равновесия приобретает более пологий положительный наклон относительно оси T . По обе стороны от этой линии устойчивы дивариантные парагенезисы из пяти фаз, условия образования которых определяются с помощью расчета линий постоянного состава. Среди этих парагенезисов наибольшее значение имеют $\text{Gr} + \text{Hyr} + \text{Di} + \text{Pl} + \text{Qu}$, $\text{Gr} + \text{Di} + \text{Hb} + \text{Pl} + \text{Qu}$, $\text{Gr} + \text{Hyr} + \text{Hb} + \text{Pl} + \text{Qu}$. Положение линии фиксированного состава $\text{Gr}_{50} + \text{Hyr} + \text{Di} + \text{Pl} + \text{Qu}$ в свете исследований Д. Грина и А. Рингвуда помогает произвести количественную оценку условий формирования гранат-двухпироксеновых сланцев. То же относится и к равновесию $\text{Gr} + \text{Hyr} + \text{Di} + \text{Pl} + \text{Qu}$. Такой парагенезис с гранатом повышенной кальциевости ($C \geq 0.3$) широко представлен в глубинных образованиях Беломорья, Юго-Западного Памира, Северо-Западной Испании, Норвегии (Другова, Московченко, 1973; Московченко, 1971; Vogel, 1967; Green, Myson, 1972). После экспериментальных работ Д. Грина (Green, 1972) со стеклами среднего состава выяснено, что образование такого граната в кварцсодержащих парагенезисах требует P выше

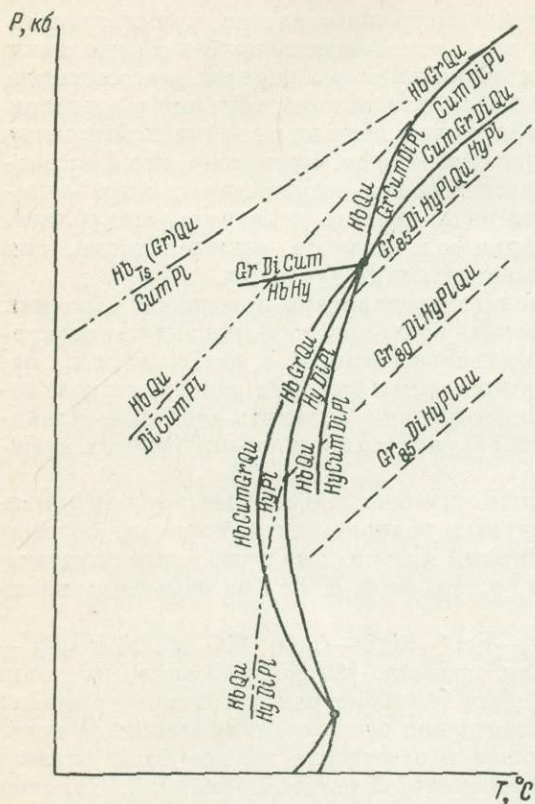


Рис. 5. Высокотемпературные равновесия в системе $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$.

составу приобретает более пологий положительный наклон относительно оси T . По обе стороны от этой линии устойчивы дивариантные парагенезисы из пяти фаз, условия образования которых определяются с помощью расчета линий постоянного состава. Среди этих парагенезисов наибольшее значение имеют $\text{Gr} + \text{Hyr} + \text{Di} + \text{Pl} + \text{Qu}$, $\text{Gr} + \text{Di} + \text{Hb} + \text{Pl} + \text{Qu}$, $\text{Gr} + \text{Hyr} + \text{Hb} + \text{Pl} + \text{Qu}$. Положение линии фиксированного состава $\text{Gr}_{50} + \text{Hyr} + \text{Di} + \text{Pl} + \text{Qu}$ в свете исследований Д. Грина и А. Рингвуда помогает произвести количественную оценку условий формирования гранат-двухпироксеновых сланцев. То же относится и к равновесию $\text{Gr} + \text{Hyr} + \text{Di} + \text{Pl} + \text{Qu}$. Такой парагенезис с гранатом повышенной кальциевости ($C \geq 0.3$) широко представлен в глубинных образованиях Беломорья, Юго-Западного Памира, Северо-Западной Испании, Норвегии (Другова, Московченко, 1973; Московченко, 1971; Vogel, 1967; Green, Myson, 1972). После экспериментальных работ Д. Грина (Green, 1972) со стеклами среднего состава выяснено, что образование такого граната в кварцсодержащих парагенезисах требует P выше

8 кб. Гранаты с содержанием кальциевой молекулы 30% кристаллизовались в опытах Д. Грина при $T=1100^\circ$ и $P=14.5$ кб. Путем экстраполяции данных им же установлено, что при $T=800^\circ$ необходимо P составляет 9 кб. Таким образом, на диаграмме $T-P$ достаточно надежно устанавливается положение линии постоянного состава $Gr_{75}^{30}+Di+Hb+Pl+Qu$; она имеет пологий отрицательный наклон в области значений $P=8.5-9$ кб. Это хорошо увязывается с оценкой $P=8$ кб формирования гранулитов кольской серии (Гранулитовая фация, 1972), в пределах которых парагенезис $Gr_{75}^{20}+Hb_{25}+Pl+Qu$ развит достаточно широко (Бондаренко, Дагелайский, 1968).

Экспериментальные данные Д. Грина и А. Рингвуда (Green, Ringwood, 1967), Д. Грина (Green, 1972) дают возможность определить поле устойчивости

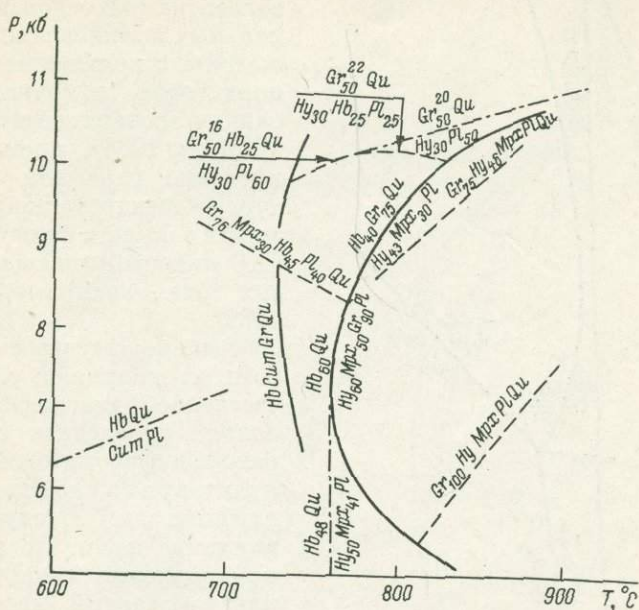


Рис. 6. Некоторые равновесия в породах, богатых кальцием, на границе амфиболитовой и гранулитовой фаций.

парагенезиса $Gr+Hb+Pl+Qu$ в области магнезиальных составов и наметить верхний предел по P равновесия $Hb+Pl$ в рассматриваемых парагенезисах. Это равновесие в ассоциации с гранатом, роговой обманкой и кварцем отмечается в некоторых высокотемпературных комплексах (Юго-Западный Памир, Адиррондак), характеризуется следующим составом фаз: $Gr_{50}+Hb_{25}+Pl+Qu$ и расположено в поле более низких температур ($T=800^\circ$), чем линия $Gr+Hb+Di+Hb+Pl+Qu$, принятая за границу гранулитовой фации (Гранулитовая фация, 1972). При фиксированной железистости рассматриваемое равновесие имеет область экстремальных составов относительно величины CaO/Al_2O_3 . Экстремальная реакция имеет вид $Gr_{50}+Qu=Hb+Pl$, ограничивает со стороны высокого давления поле устойчивости гиперстена с плагиоклазом, расположена не ниже 9 и, вероятно, не выше 11 кб. Этим определяется положение точки невариантного равновесия $Gr+Hb+Cum+Hb+Di+Pl+Qu$ в области $P \approx 11$ кб.

Наклон линии моновариантного равновесия $Hb+Qu=Cr+Cum+Di+Pl$ значительно меняется по мере того, как изменяется соотношение Ca и Al в сосуществующих минералах. При низких давлениях и средних температурах он пологий, а при повышении P и T угол наклона по отношению к оси температур становится крутым. В связи с этим невариантное равновесие $Hb+Cum+Gr+Hb+Di+Pl$ может достигаться как при высоких, так и при

умеренных давлениях (рис. 5). Нижняя невариантная точка, вероятно, попадает в метастабильную область из-за того, что при низком давлении парагенезис $Di + Gr + Qu$ становится неустойчивым даже в чисто железистых системах ($CaO-FeO-Al_2O_3$). Это видно из рис. 7, на который нанесены линии моновариантных равновесий $Gr_0 + Di_0 + Qu = Hy_0 + Pl$, $Gr_0 + Di_0 + Qu = Hb_0 + Pl$ и $Hb_0 + Qu = Hy_0 + Di_0 + Pl$, рассчитанных путем экстраполяции экспериментальных данных

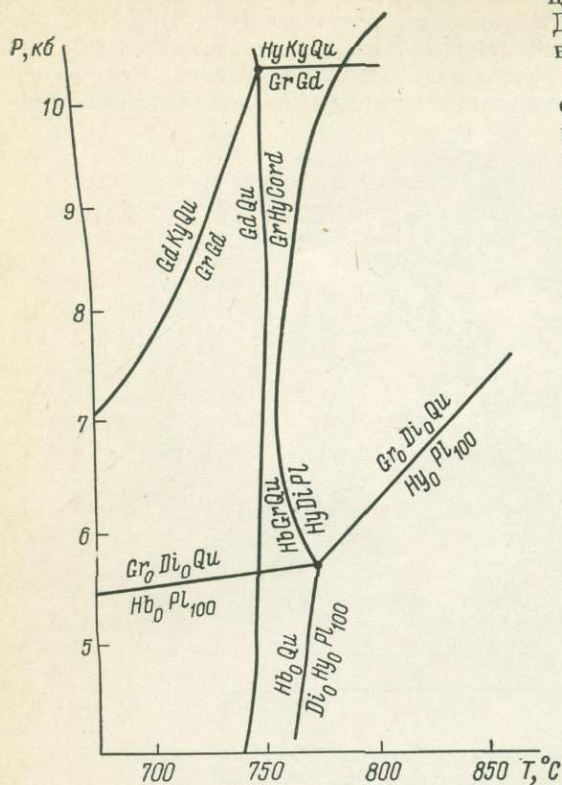


Рис. 7. Сопоставление высокотемпературных равновесий в породах, богатых и бедных кальцием.

амфибол сохраняет устойчивость в кварцсодержащих породах. При этом нестабильным оказывается гранат в сочетании с Hb , Di и Hy . Такие условия (давление ниже 7 кб) существовали при метаморфизме архейских пород в западной части Алданского массива (Кицул, 1971; Гранулитовая фация. . ., 1972), в наиболее высокотемпературных зонах северолодожской зональности (Геологическое развитие. . ., 1970; Гранулитовая фация, 1972).

Соотношение полей устойчивости различных парагенезисов, богатых калием и кальцием, кварцсодержащих пород, метаморфизующихся в условиях, переходных от амфиболитовой фации к гранулитовой, показаны на рис. 7. Обратим внимание на то, что все показанные на диаграмме равновесия достигаются при температурах более низких, чем температура мало зависящей от давления экстремальной реакции $Vt + (\text{флогопит} - \text{анит}) = Hy + Kfspr$, благодаря течению которой в богатых калием гнейсах появляется гиперстен, а биотит обогащается истонит-сидерофиллитовой составляющей.

Особого внимания заслуживает вопрос об устойчивости парагенезисов эклогитов и эклогитоподобных пород. Как следует из приведенной диаграммы $P-T$ (рис. 8), ассоциация клинопироксена с гранатом стабильна в широком

Д. Грина и А. Рингвуда из области высоких давлений и температур.

Примерная температура рассматриваемых здесь реакций оценивалась на том основании, что в зональных комплексах дегидратация жедрита с появлением гиперстена, кордиерита (и граната), исследованная экспериментально (Akella, Winkler, 1966), происходит одновременно (при той же температуре) с дегидратацией роговой обманки в бедных калием, но богатых CaO кварцсодержащих метапелитах (см., например, Savolahti, 1966).

Анализ парагенезисов пород, богатых кальцием, с помощью качественной диаграммы $P-T$ позволяет проследить характер перехода амфиболитовой фации в гранулитовую в комплексах разной глубинности. Следует обратить внимание на то, что при пониженном давлении гиперстен-диопсид-плаггиоклазовый парагенезис появляется сначала благодаря течению экстремальной реакции роговая обманка + кварц = диопсид + гиперстен + плаггиоклаз при средних значениях железистости сосуществующих фаз. Затем в определенном интервале температуры

интервале температур и давлений, причем «настоящие» эклогиты, содержащие в своем составе омфацит с примерно 40% жадеитового минала (Добрецов, 1974), изофациальны с кианит-доизит-кварцевыми сланцами, безанортитовыми при любых составах пород (рис. 3).

Закономерности изменения состава минералов в высокотемпературной области могут быть достаточно определенно интерпретированы на основании экстраполяции экспериментальных данных Д. Грина и А. Рингвуда (1968) с помощью расчета линий, фиксированных составом граната в дивариантном

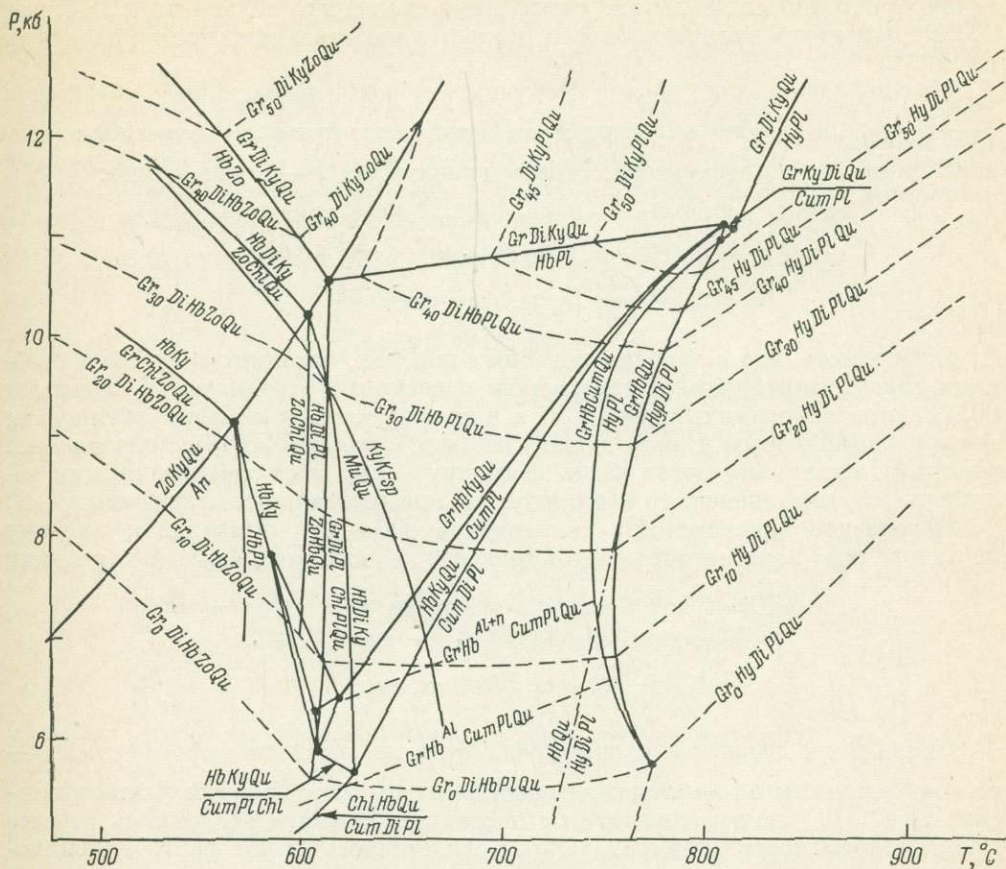
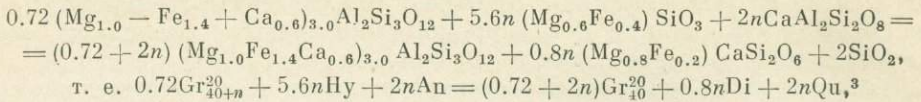


Рис. 8. Равновесия в системе CaO—MgO—FeO—Al₂O₃—SiO₂ в области высоких давлений.

парагенезисе Gr+Di+Hy+Pl+Qr. При этом необходимо прежде всего принять во внимание, что в кварцевом толите с отношением $100 \text{ Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}=10$ почти чисто железистый гранат при $T=1000^\circ \text{C}$ появляется при давлении около 10 кб, а при 1000°C с магнезиальность граната с 28% гроссулярового минала меняется в зависимости от давления следующим образом: 14.6 кб — 0.360, 15.8 кб — 0.444, 16.9 кб — 0.570, 18.0 кб — 0.638.

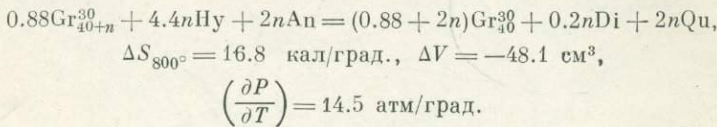
Как показывает статистическая обработка материалов по эклогитоподобным породам, ассоциирующимся с гнейсами гранулитовой фации, содержание кальциевых миналов в гранатах меняется в пределах от 20 до 30% (см. гл. 2). При этом отношение $\frac{\text{Ca}}{\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ca}}$ увеличивается с понижением температуры и возрастанием давления. При постоянной же кальциевости граната его магнезиальность в рассматриваемом парагенезисе возрастает с повышением давления (что непосредственно следует также из экспериментов

Д. Грина и А. Рингвуда) и по мере снижения температуры, так как реакция



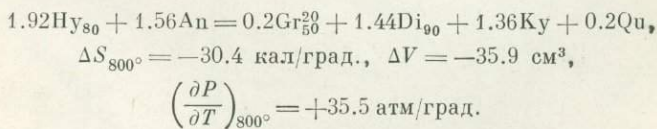
является экзотермической ($\Delta S_{800^\circ} = -14.00$ кал/град.) и сопровождается уплотнением вещества ($\Delta V = -48.8$ н см³/моль). Малая величина производной ($\partial P/\partial T$) = 11.90 свидетельствует о том, что указанное равновесие зависит главным образом от давления: уменьшение последнего только на 1.2 кб дает эффект изменения магнезиальности, такой же как и возрастание температуры на 100°.

Максимальное для данной группы пород возрастание отношения $\frac{\text{Ca}}{\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca}}$ в гранате приводит к не очень значительному изменению наклона линий фиксированных составов граната на $P-T$ диаграмме:



Если учесть, что в эклогитоподобных породах, ассоциирующихся с гнейсами гранулитовой фации, содержание гроссуляра в гранате не достигает 30%, а при давлениях более 10 кб в клинопироксенах заметно повышается концентрация чермакитовой молекулы (что снижает ΔS рассматриваемых реакций), правильно будет взять величину ΔS_{800° как среднюю между полученными выше значениями, что и учтено при составлении диаграммы $P-T$.

Повышение давления при температуре 800—900° приводит к полному исчезновению парагенезиса ортопироксена с плагиоклазом по реакции

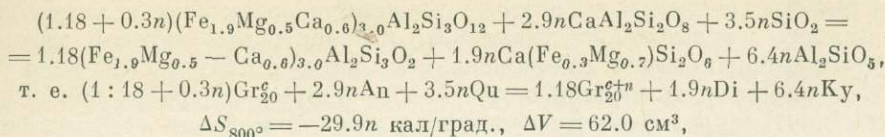


Линия этого равновесия, имеющая, судя по величине производной $\frac{\partial P}{\partial T}$ положительный угол наклона, который близок к углу наклона линии инверсии $\text{Ku} \rightleftharpoons \text{Sill}$, почти совпадает с последней, немного отклоняясь от нее в поле стабильности кианита. Об этом свидетельствует тот факт, что силлиманит в эклогитах практически не встречается в гранулитовых комплексах; гиперстеновые эклогитоподобные породы обычно ассоциируются с силлиманитовыми гнейсами, в то время как кианитовые гранулиты встречаются в единичных случаях. Таким образом, получается, что при температурах порядка 850° предельная магнезиальность граната в гиперстеновых эклогитоподобных породах, ассоциирующихся с силлиманитовыми гнейсами гранулитовой фации повышенных давлений (лапландские гранулиты), лишь немного превышает 50%, а это неплохо согласуется с данными по составу минералов в соответствующих парагенезисах (см. гл. II).

При давлениях выше 11—12 кб становятся устойчивыми кианит-плагиоклазовые эклогиты, встречающиеся в ассоциации с кианит-ортоклазовыми гнейсами и гранатовыми амфиболитами, присутствуя в них в качестве реликтовых образований (например, в Беломорско-Лапландском поясе на Балтийском щите). Вариации кальциевости граната в парагенезисах таких пород, в общем укладывающиеся в небольшой интервал от 20 до 30% (Добрецов

³ Здесь и далее нижний индекс граната обозначает его магнезиальность ($X_{\text{Mg}} = \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}} 100\%$), верхний — кальциевость ($X_{\text{Ca}} = \frac{\text{Ca}}{\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Ca}} 100\%$).

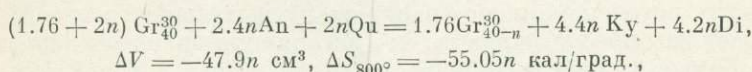
и др., 1974), обусловлены течением реакции смещенного равновесия типа



$$\left(\frac{\partial P}{\partial T}\right)_{800^\circ} = +20.0 \text{ атм/град.},$$

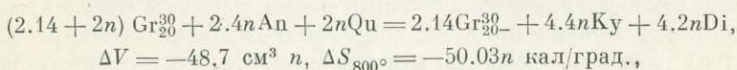
что свидетельствует о значительном влиянии давления на этот процесс: повышение этой величины на 2 кб равносильно снижению температуры на 100° .

Рассмотрим закономерности изменения магнезиальности граната в кианит-плагиоклазовых эклогитах, основываясь на расчетах реакций смещенного равновесия в дивариантной (условно из-за наличия натрия в системе) ассоциации $\text{Gr} + \text{Di} + \text{Ky} + \text{Qu} + \text{An}$, которые для различных исходных составов гранатов имеют следующий вид:



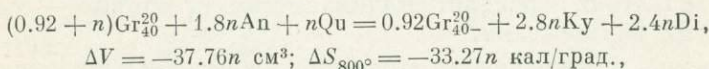
$$\Delta S_{600^\circ} = -51.73n \text{ кал/град.},$$

$$\left(\frac{\partial P}{\partial T}\right)_{800^\circ} = 47.69 \text{ атм/град.}, \left(\frac{\partial P}{\partial T}\right)_{600^\circ} = 44.82 \text{ атм/град.};$$



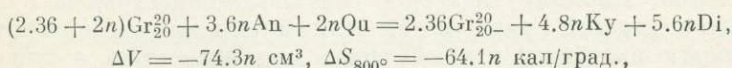
$$\Delta S_{600^\circ} = -47.73n \text{ кал/град.},$$

$$\left(\frac{\partial P}{\partial T}\right)_{800^\circ} = 42.5 \text{ атм/град.}, \left(\frac{\partial P}{\partial T}\right)_{600^\circ} = 40.95 \text{ атм/град.};$$



$$\Delta S_{600^\circ} = -31.63n \text{ кал/град.},$$

$$\left(\frac{\partial P}{\partial T}\right)_{800^\circ} = 36.56 \text{ атм/град.}, \left(\frac{\partial P}{\partial T}\right)_{600^\circ} = 34.82 \text{ атм/град.};$$



$$\Delta S_{600^\circ} = -62.0n \text{ кал/град.},$$

$$\left(\frac{\partial P}{\partial T}\right)_{800^\circ} = 35.8 \text{ атм/град.}, \left(\frac{\partial P}{\partial T}\right)_{600^\circ} = 34.63 \text{ атм/град.}$$

Все эти реакции характеризуются средними значениями производной $\left(\frac{\partial P}{\partial T}\right)_T$, что свидетельствует о значительном влиянии на это равновесие как температуры, так и давления. При возрастании же давления (увеличении кальциевости) угол наклона линий фиксированной магнезиальности граната становится все более крутым. А это значит, что в породах большой глубины рассматриваемый парагенезис может явиться хорошим термометром. К сожалению, в настоящее время нет способа точного расчета таких смещенных равновесий. Можно лишь утверждать, что в интервале температуры от 600 до 800° при давлениях около 10 — 11 кб магнезиальность граната меняется не более чем на 10% (от 40 до 50%). Общая тенденция в изменении концентрации Mg в гранате ясна. Она снижается по мере возрастания давления и снижения температуры. В этом смысле кианит-плагиоклазовые эклогиты отличаются от гиперстен-плагиоклаз-диопсид-гранатовых пород, в которых устанавливаются обратные тенденции.

Сравнивая диаграммы на рис. 3 и 8, можно убедиться в том, что в поле устойчивости кианитных эклогитов в клинопироксене содержится значительная примесь жадеитовой составляющей, концентрация которой возрастает с увеличением давления и со снижением температуры. Линии фиксированных составов пироксенов, с одной стороны, и гранатов — с другой грубо параллельны друг другу. Поэтому существует принципиальная возможность создания термобарометра на основе изучения отношения X_{Na}^{MPx}/X_{Mg}^{Gr} или по крайней мере — получения надежного критерия для сравнительной оценки геотермического режима формирования эклогито-сланцевых и эклогито-гнейсовых комплексов. Результаты более детальных исследований такого рода содержатся в гл. II данной работы.

Линии фиксированных составов в парагенезисе $Nb+Di+Gr+Pl+Qu$ нанесены на $P-T$ диаграмму (рис. 8) на основании приближенных расчетов, из которых следует, что магнезиальность граната в этом парагенезисе определяется практически только давлением. Пределы же колебаний состава минералов при давлении в интервале от 6 до 9 кб оценены на основании экстраполяции экспериментальных данных Д. Грина и А. Рингвуда в область устойчивости роговообманково-гранат-кварцевых парагенезисов.

Обращает на себя внимание то, что ассоциация граната и диоксида оказывается стабильной в поле устойчивости парагенезиса роговой обманки, граната, куммингтонита, плагиоклаза и кварца. В действительности эти ассоциации совместно встречаются очень редко. Это можно объяснить постепенным замещением куммингтонита и анортита в плагиоклазе чермакитовой роговой обманкой и гранатом. Течение такой реакции смещенного равновесия определяется повышением давления и в меньшей степени — снижением температуры. Таким образом, по мере исчезновения куммингтонита в плагиоклазсодержащих породах парагенезис эклогитоподобных пород появляется в породах все более разнообразного состава. В этом и состоит сущность перехода куммингтонитовых амфиболитов в альмандиновые; первые сосуществуют с андалузит-кордиерит-силлиманитовыми, вторые — с кианит-силлиманитовыми комплексами.

Основываясь на изложенном выше, можно выделить пять групп коровых эклогитов и эклогитоподобных пород, каждая из которых имеет определенное поле устойчивости на $P-T$ диаграмме и отличается специфическими чертами слагающих ее парагенезисов минералов.

1. Эклогиты, ассоциирующиеся с глаукофан-цоизитовыми с лавсонитом или без него сланцами. Гранат в них отличается повышенной железистостью (альмандиновые эклогиты) и меняющейся кальциевостью, а клинопироксен (омфациит) — высоким содержанием жадеитового минала (часто более 50%).

2. Эклогиты, ассоциирующиеся с кианит-цоизит-кварцевыми сланцами («настоящие» эклогиты, по Добрецову, 1974), гранаты которых характеризуются широкими вариациями магнезиальности, а пироксены — значительным содержанием (35—50%) жадеита (бесплагиоклазовые эклогиты).

3. Эклогитоподобные породы, ассоциирующиеся с эпидотовыми амфиболитами. Их гранаты отличаются меняющейся, но не очень высокой (менее 30%) магнезиальностью (роговообманково-цоизитовые эклогиты).

4. Эклогитоподобные породы, ассоциирующиеся с альмандиновыми амфиболитами. Магнезиальность и кальциевость гранатов этой группы меняются в очень широких пределах (роговообманковые «эклогиты»). В качестве обособленной подгруппы в нее включены кианит-плагиоклазовые эклогиты, устойчивые только при повышенных давлениях.

5. Эклогитоподобные породы, ассоциирующиеся с гнейсами гранулитовой фации. Их гранаты имеют магнезиальность, меняющуюся в пределах от 0 до 50% (гиперстен-плагиоклазовые эклогиты).

Эти группы эклогитов и эклогитоподобных пород отличаются друг от друга своими тенденциями в изменении состава минералов в различных парагенезисах, что отражено на диаграмме рис. 8.

Главнейшие из рассмотренных выше равновесий сведены на диаграмме $P-T$ (рис. 9), где намечены поля минеральных фаций. На основании этого обобщения можно сделать следующие выводы.

1. В области низких давлений (ниже 4 кб) и температур (ниже 300°), где в метapelитах происходят эпи- и катагенетические преобразования (Котов, 1973), основные и средние вулканиты, их туфы и граувакки претерпевают «зеленокаменное» перерождение с образованием ассоциаций пренита, пумпеллита, цеолитов (поле I), которые выше 300°C становятся неустойчивыми и преобразуются в типичные зеленосланцевые парагенезисы. При дав-

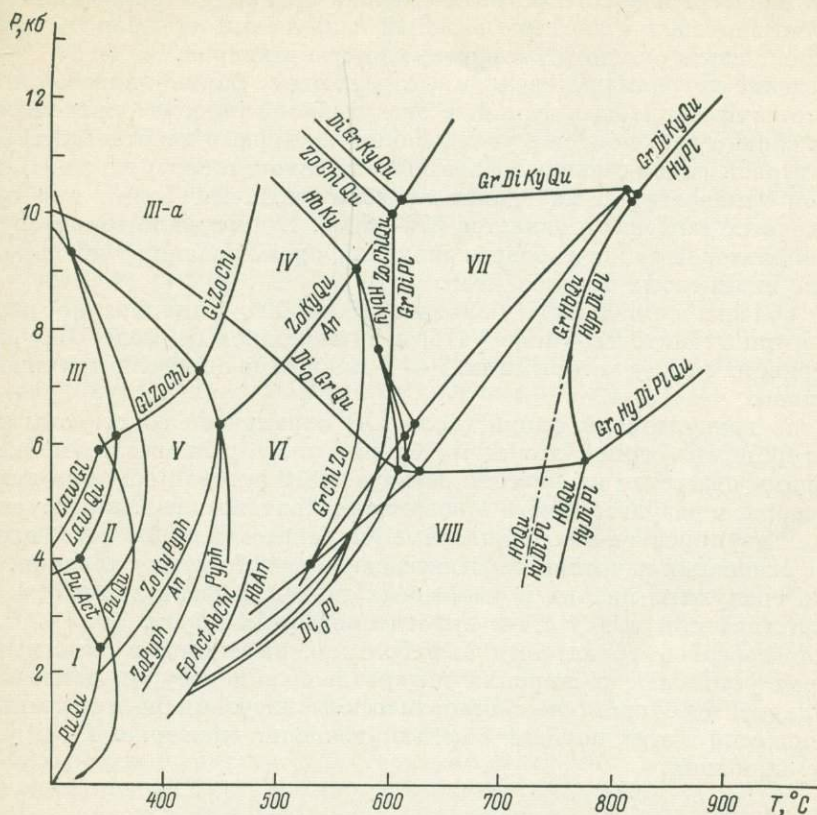


Рис. 9. Границы минеральных фаций пород, богатых кальцием.

лении примерно 2.5 кб и более могут возникать переходные ассоциации пумпеллит-актинолитовой фации (поле II).

2. Кристаллические сланцы с глаукофановым амфиболом, ассоциирующимся с лавсонитом, хлоритом, актинолитом (или актинолит-чермакитом), цоизитом и парagonитом, устойчивы в условиях меняющихся температур и меняющихся, но всегда повышенных давлений. Рационально выделять фации глаукофан-лавсонитовых (поле III) и глаукофан-цоизитовых (поле III-a) сланцев. Первая из них соответствует низким температурам, не превышающим 350° , и давлениям от 4 до 11 кб. Вторая отвечает давлениям, большим 6 кб, и температурам ориентировочно от $300-350$ до 450° . Внутри фации глаукофан-лавсонитовых сланцев возможно выделение субфаций бесцоизитовых сланцев и цоизитсодержащих сланцев. В последней становится возможным появление не только богатого спессартином, но и чисто альмандинового граната. При этих же относительно высоких давлениях возникает парагенезис клинопироксена, богатого жадеитовым миналом, и почти чистого жадеита с кварцем.

3. В области средних температур и $P > 6$ кб выделяется фация цоизит-кианит-кварцевых сланцев (безплагноклазовых эклогитов) (поле IV), которая может быть подразделена на две субфации: парагонитовую и беспарагонитовую. При этих условиях устойчивыми оказываются парагенезисы эклогитов типа тех, которые описаны в Баварии (Schmidt, 1967, 1972; Matthes et al., 1969, 1970) и в пределах Кокчетавского массива (Другова, Прияткина, 1974).

4. Фации зеленых сланцев (поле V) и эпидот-альбитовых амфиболитов (поле VI) не имеют четкой границы и связаны между собой постепенным переходом, в процессе которого роговая обманка актинолит-чермакитового ряда постепенно замещает малоглиноземистый кальциевый амфибол в парагенезисе клиноцоизита (эпидота), альбита, хлорита и кварца.

5. Течение пограничных реакций, отделяющих фацию эпидотовых амфиболитов от амфиболитовых фаций, в значительной степени определяется величиной общего давления, и с увеличением последнего парагенезисы эпидот-амфиболитовой фации становятся все более высокотемпературными. Наиболее вероятной температурой на границе рассматриваемых фаций при средних и повышенных давлениях является $575-600^\circ$. В интервале температур эпидот-амфиболитовой фации в области давлений, превышающих 7 кб, выделяется субфация кианитовых амфиболитов.

6. В области температур, больших $550-600^\circ$, рационально выделять фации куммингтонитовых (поле VIII) и алмандиновых (поле VII) амфиболитов, граница между которыми на $P-T$ диаграмме определяется лишь приблизительно.

7. Поле гранулитовой фации (поле IX) ограничено со стороны низких температур целой серией линий моновариантных равновесий, из которых важнейшими являются равновесия дегидратации роговой обманки в присутствии кварца, в результате чего и возникают критические для рассматриваемой фации двуокисен-плагноклазовые (с гранатом или без него) парагенезисы. На основании изучения парагенезисов пород, богатых кальцием, можно выделить гранулиты низких и умеренных давлений, взяв в качестве критерия отсутствие или присутствие эклогитоподобных пород.

8. Парагенезисы гранатовых амфиболитов, эклогитов в эклогитоподобных породах устойчивы в широких интервалах температур и давлений, что обуславливает необходимость систематического изучения би- и трехминеральных равновесий в этих породах с целью уточнения критериев $P-T$ условий их формирования.

Равновесия в породах, бедных кальцием

В последние годы были достигнуты значительные успехи в экспериментальном изучении системы $Al_2O_3-SiO_2$, $Al_2O_3-MgO-SiO_2$, $Al_2O_3-FeO-MgO-SiO_2$ в широком интервале температур и давлений, а также произведен детальный анализ многих природных парагенезисов, что позволило построить высокой степени обоснованные петрогенетические диаграммы, в том числе на количественной основе.

Равновесия в системе кианит-андалузит-силлиманит изучались многими исследователями (Clark et al., 1957; Clark, 1960, 1961; Bell, 1963; Newton, 1966; Richardson et al., 1969; Althaus, 1967; Перчук, 1970, 1973, и др.). Нами принят вариант $P-T$ диаграммы, предложенный С. Ричардсоном, в котором устанавливаются следующие координаты инвариантной точки: $P=5.5$ кб, $T=622^\circ C$.

В области относительно низких температур большое значение для выделения фаций и субфаций имеет реакция дегидратации пирофиллита, линия которой ограничивает устойчивость полиморфов Al_2SiO_5 в кварцсодержащих породах со стороны низких температур. Существуют экспериментальные данные по этому превращению (Roy, Osborn, 1954; Althaus, 1966a, 1966, 1967). На приведенной диаграмме $P-T$ (рис. 10, а, б) показана кривая Альтхауза,

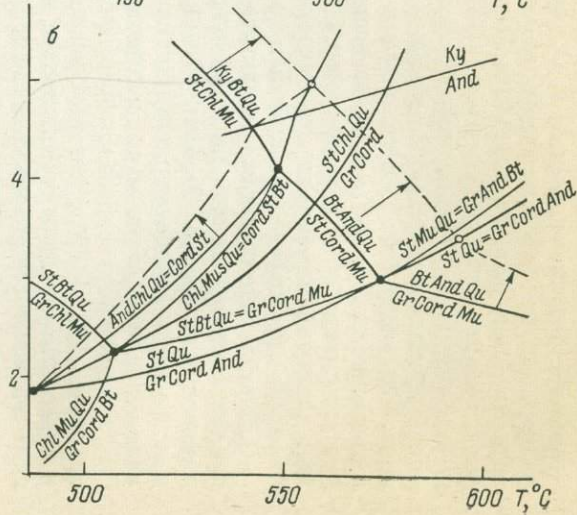
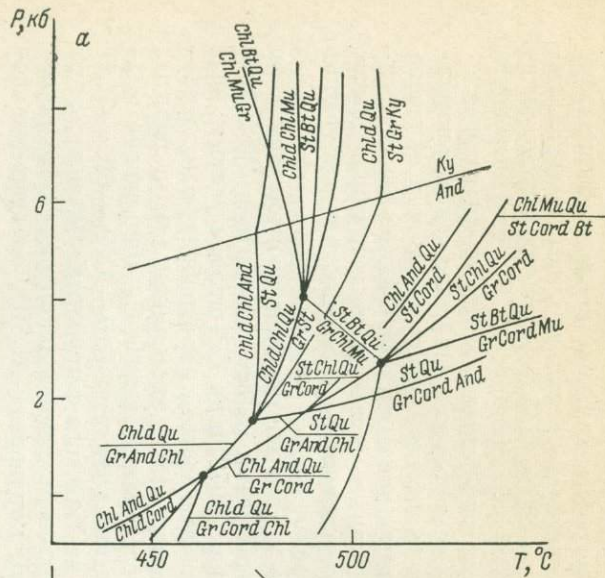
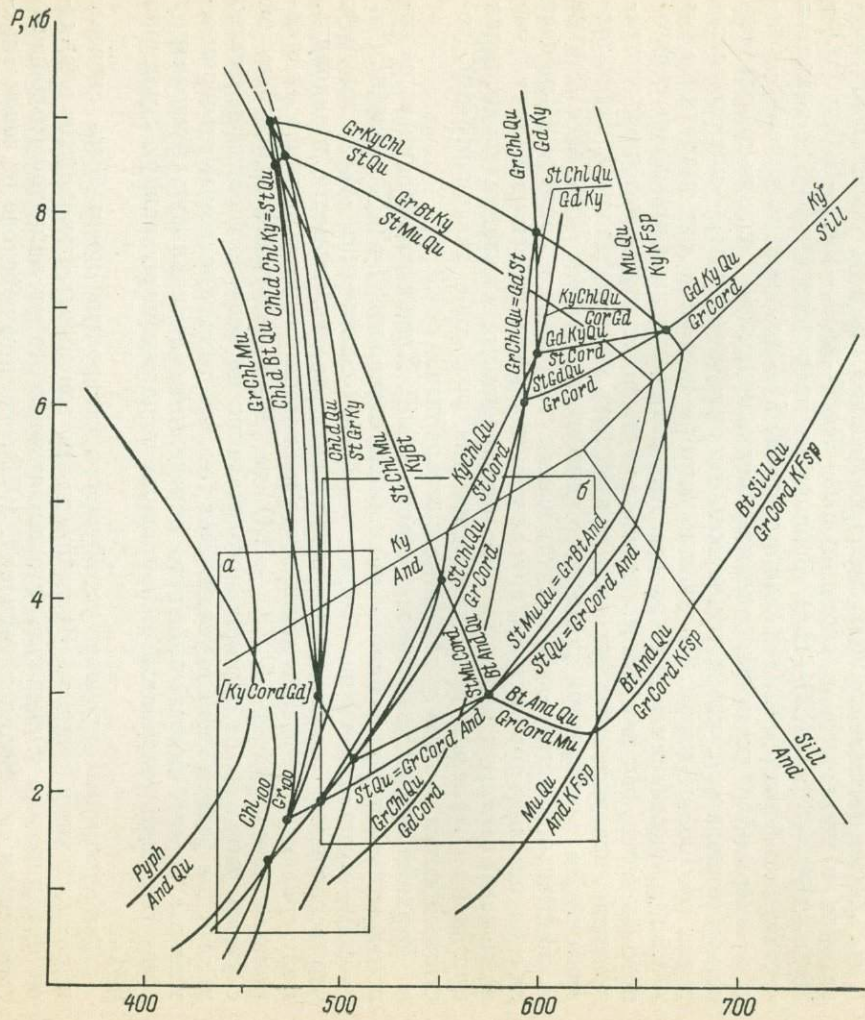
которая была скорректирована для случая $P_{\text{H}_2\text{O}}=0.7 P_{\text{общ}}$, что соответствует минимальному для данных условий отношению $P_{\text{H}_2\text{O}}/P_{\text{общ}}$. Такое заключение может быть проконтролировано положением линии равновесия хлорит + кварц + магнетит = гранат + H_2O , экспериментально исследованного при разных значениях P_{O_2} , которое, как оказалось, не влияет существенно на температуру гидратации альмандина (Hsu, 1968). Наблюдения над метаморфической зональностью показывают (Великославинский, 1972), что появление пиральспитового граната всегда (как при умеренных, так и при низких давлениях) происходит при более высокой температуре, чем разложение пиррофиллита. Это относится и к гранатам с существенной примесью марганцевого минала. Если $P_{\text{H}_2\text{O}}=0.7 P_{\text{общ}}$, то уже при давлении около 4.5 кб линии дегидратации пиррофиллита и появления граната пересекаются и при более высоком давлении альмандин становится устойчивым в зеленосланцевой фации и фации глаукофан-лавсонитовых сланцев.

Область устойчивости ставролита и парагенетические соотношения в ее пределах исследовались многими петрологами (Albee, 1965; Hess, 1969; Кориковский, 1969а, 1969б, 1970; Федькин, 1970, и др.). При этом учитывались как данные по закономерностям изменения состава породообразующих минералов (главным образом их железистости), так и экспериментальные работы. Среди последних особый интерес представляют статьи С. Ричардсона (Richardson, 1967, 1968), который исследовал систему $\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ и определил пределы устойчивости железистого ставролита. Оказалось, что поле стабильности этого минерала ограничено линией моновариантного равновесия ставролит + кварц = железистый кордиерит + Al_2SiO_5 со стороны низких давлений.

Г. Хошек (Hoschek, 1967а, 1967) исследовал пределы устойчивости хлоритоида и ставролита в системах $\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ и $\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}-\text{H}_2\text{O}$. Равновесия хлоритоид ($f=84\%$) + кианит = ставролит + кварц + H_2O и хлорит ($f=50\%$) + мусковит = ставролит + биотит + кварц + H_2O устанавливаются примерно при той же (несколько более высокой) температуре, что и равновесие хлоритоид ($f=100\%$) + кианит = ставролит ($f=100\%$) + кварц. Получаемым при пересчете для условия $P_{\text{H}_2\text{O}}=0.7 P_{\text{общ}}$ различиям в температуре этих реакций нельзя придавать серьезного значения, так как они могли возникнуть в результате неточной экстраполяции экспериментальных данных в область низких давлений. Представляется, что температура последнего равновесия (около $480-500^\circ$) близка к минимальной температуре существования ставролита в природе. Обращает на себя внимание тот факт, что другие упомянутые равновесия в общем случае не моновариантны и являются либо вырожденными и устанавливающимися при равной железистости сосуществующих фаз, либо дивариантными, достигающимися в поле устойчивости ставролита.

Верхний предел устойчивости ставролита Г. Хошек устанавливает на основании изучения смещенного равновесия ставролит ($f=84\%$) + биотит ($f=51\%$) + мусковит + кварц = биотит ($f=52\%$) + силлиманит + H_2O , которое, что совершенно очевидно, достигается в поле стабильности ставролита. Если сравнить положение линии этого равновесия и линии равновесия ставролит + кварц = гранат + $\text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{H}_2\text{O}$ на $P-T$ диаграмме, построенной с учетом неравенства парциального давления на воду во флюиде давлению на твердые фазы, то можно убедиться в том, что рассматриваемые экспериментальные данные достаточно точно определяют максимальную температуру существования ставролита в природных парагенезисах, равную примерно 650° .

Температурные пределы устойчивости ставролита могут быть оценены и по косвенным данным. Исследованиями зональных комплексов кианит-силлиманитового и андалузит-силлиманитового типов показано (обобщение материалов см.: Великославинский, 1972), что при переходе от зеленосланцевой фации к эпидот-амфиболитовой индекс-минералы в метапелитах появляются в последовательности кианит (или андалузит) за счет пиррофиллита —



существенно альмандиновый гранат—ставролит за счет хлоритоида и кианита (или андалузита). Исчезает ставролит в породах, богатых калием (в слюди-стых сланцах), при умеренном давлении в поле устойчивости силлиманита, но до дегидратации мусковита в присутствии кварца, максимум температуры которой при условии $P_{H_2O} = 0.7 P_{общ}$ равен 675° . Эти косвенные данные хорошо согласуются с оценками, основанными на прямом использовании экспериментов С. Ричардсона и Г. Хошека.

Рассмотрим некоторые реакции прогрессивного метаморфизма, не исследованные экспериментально, но важность которых вытекает из анализа природных парагенезисов. На диаграмме $P-T$ (рис. 10) дается один из вероятных вариантов мультисистемы $Al_2O_3-FeO-MgO-K_2O$, в которой возможно появление семи фаз, кроме всегда присутствующего кварца и плагиоклаза, концентрирующего Na и Ca. Координаты поля устойчивости ставролита определены исходя из изложенных выше соображений.

Взаимное расположение неинвариантных точек, показанное на рис. 10, вполне отвечает природным наблюдениям. Действительно, парагенезисы кордиерита и хлоритоида известны только в малоглубинных контактовых ореолах или плутоно-метаморфических комплексах, где ставролит нестабилен.

Особого внимания заслуживает вопрос о существовании поля устойчивости ставролит-кордиеритовых парагенезисов в метапелитах, богатых калием. Оно ограничено линиями моновариантного равновесия, соединяющими неинвариантные точки $[GrChldGd]$, $[AndChldGd]$ и $[ChlChldGd]$. Положение равновесия на $P-T$ диаграмме определено следующим образом. Линии равновесий ставролит+мусковит+кварц=гранат+биотит+ Al_2SiO_5 и ставролит+кварц=гранат+кордиерит+андалузит выведены на основании рассмотренных выше экспериментальных данных, а их наклоны скорректированы с учетом реального состава фаз и закономерностей его изменения. Для остальных линий рассчитаны только углы наклона. Моновариантные и неинвариантные ассоциации, соответствующие отраженным на диаграмме равновесиям, описаны во многих зональных комплексах андалузит-силлиманитового типа, в частности в Пиренеях (Guitard, 1965), в нижнем протерозое Кольского полуострова (Граниты Кольского полуострова. . ., 1963), в Северном Приладожье (Геологическое развитие. . ., 1970) и в других местах. По данным К. Б. Кебезинскаса (1971), ассоциация биотита, мусковита, кордиерита, ставролита и трех полиморфов Al_2SiO_5 является характерной для метаморфического комплекса Южно-Чуйского хребта (Горный Алтай), который по многим особенностям может быть отнесен к фациальной серии, промежуточной между андалузит-силлиманитовой и кианит-силлиманитовой. Если учесть эти данные, то можно достаточно обоснованно считать, что треугольник $[CrChldGd] - [AndChldGd] - [ChlChldGd]$ располагается в верхней части поля устойчивости андалузита. Вполне вероятно, что точка $[GrChldGd]$ находится в поле устойчивости кианита. Это и нашло отражение на рассматриваемой $P-T$ диаграмме. Но все же положение упомянутых неинвариантных точек недостаточно определено. Поэтому возможными являются оба варианта, показанные на рис. 10.

То, что поле устойчивости ставролита ограничено со стороны низких давлений, не вызывает сомнения. Подтверждением может служить существование в природе зональных комплексов, в которых ставролит либо совершенно отсутствует, либо интервал его стабильности крайне незначителен, тогда как парагенезисы кордиерита с мусковитом и биотитом распространены очень широко. В качестве примера сошлемся на неоднородно метаморфизованные толщи протерозоя хр. Кодар (Кориковский, 1971).

Что же касается ограничения ставролитового поля со стороны высоких давлений, то здесь остается много неясного. Рассмотренный выше вариант $P-T$ диаграммы рассчитан для условия $P_{H_2O} = 0.5-0.3 P_{общ}$ при давлении 7-9 кб. В связи с этим неинвариантные точки $[ChldChlGd]$ и $[CordChldGd]$ оказались в области сравнительно невысокого давления (9 кб). Увеличение отношения $P_{H_2O}/P_{общ}$ приводит к заметному изменению угла наклона линий

моновариантных равновесий ставролит+кварц=гранат+хлорит+кианит и ставролит+мусковит+кварц=гранат+кианит+биотит, что существенно смещает верхний предел устойчивости ставролита в область нереально высоких давлений. Это могло бы свидетельствовать о возможности образования ставролитовых парагенезисов в эклогито-сланцевых комплексах типа кокчетавского. Но такие ассоциации в последнем не встречены, что и заставляет принять как наиболее вероятную рассмотренную выше схему расположения границ ставролитового поля.

Существование невариантной точки [KyCordGd] в стабильной области (рис. 10) подтверждается наблюдениями зональностей разной глубинности. Разложение ассоциации граната с хлоритом и мусковитом в области относительно высоких давлений происходит в поле устойчивости хлоритоида, который в свою очередь дегидратируется сначала в мусковитсодержащих породах, а затем в ассоциации с хлоритом. Сходную последовательность минералообразования выявил С. П. Кориковский (1969б) для зональных комплексов кианитового типа. Мы аналогичные переходы наблюдали в приаргунском комплексе андалузитового типа. Поэтому на нашей диаграмме точка [KyCordGd] оказалась в поле стабильности андалузита.

При построении петрогенетической решетки для пород, бедных кальцием, большое значение имеет определение положения линии моновариантного равновесия биотит+ Al_2SiO_5 +кварц=мусковит (калиевый полевой шпат)+гранат+кордиерит. Ее наклон (отрицательный) вблизи конвариантной точки определен для случая участия в реакции водного кордиерита в соответствии с условием $P_{H_2O}=0.7 P_{общ}$. После дегидратации мусковита в присутствии кварца наклон рассматриваемой линии становится положительным, а по мере роста температуры и давления, начиная с 670° , где происходит плавление гранитного материала и возникают мигматиты, угол наклона монотонно возрастает (рис. 10), так как отношение $P_{H_2O}/P_{общ}$ постепенно меняется от 0.5 до 0.3. При таком предположении, которое хорошо согласуется с выводом Н. Л. Добрецова и др. (1970) о том, что в гранулитовой фации $P_{H_2O}=0.3 P_{общ}$ невариантная точка, отвечающая ассоциации гиперстен+силлиманит+биотит+гранат+кордиерит+калиевый полевой шпат (+плаггиоклаз+кварц), попадает в область устойчивости силлиманита; это отвечает наблюдениям над парагенезисами в сутамском гранулитовом комплексе (Гранулитовая фация. . ., 1972). Этим определяется примерное положение ряда характерных линий моновариантных равновесий в области высоких температур и давлений, речь о которых пойдет ниже.

Топологическое исследование системы $Al_2O_3-FeO-MgO$, в которой возможно образование жедрита, кордиерита, хлорита, граната, ставролита, кианита в различных сочетаниях с обязательным присутствием кварца в качестве избыточной фазы (число степеней свободы равно -2), было проведено В. В. Федькиным (1970). Этот исследователь учел многочисленные данные по составу сосуществующих фаз, построил диаграмму $P-\mu_{H_2O}$ и затем $P-T$ диаграмму для условия постоянства P_{H_2O} , равного 1000 бар. Наши расчеты для $P_{H_2O}=(0.5-0.7) P_{общ}$, естественно, приводят к выводу о существовании более высоких температурах и давлениях, в которых достигаются невариантные равновесия [CordChldBt] [ChldBtChl], [CordBtKy] (рис. 10). Линии, соединяющие эти точки, а также равновесия, устанавливающиеся внутри рассматриваемого треугольника, имеют значение для выделения характерных субфаций кианит-силлиманитовой фациальной серии. Особый интерес представляют равновесия ставролит+кварц=жедрит+кианит и гранат+кордиерит=жедрит+ставролит, в значительной мере определяемые давлением. В частности, их изучение помогает понять различия условий образования специфических существенно магниальных метасоматитов, которые являются продуктами переотложения компонентов, вынесенных из зон кислотного выщелачивания. Известны два типа этих образований, связанных с андалузит- и кианит-силлиманитовыми комплексами. Для первого из них (ориярвинский тип) характерен парагенезис граната (с содержанием пиропа

до 28%), кордиерита и жедрита (или антофиллита) при полном отсутствии ставролита и любой модификации Al_2SiO_5 . В то же время для другого типа (шверецкого) наиболее типичным является парагенезис жедрита, граната (с содержанием пиропа до 40%) и кианита или реже — ставролита, граната и кианита, но не кордиерита, что свидетельствует об их образовании при давлении 7 кб и выше. Важным для определения принадлежности пород к одной из фациальных серий является равновесие жедрит+кианит+кварц=гранат+кордиерит, которое устанавливается при температуре около 700° и выше и линия которого близка к линии равновесного преобразования кианита в силлиманит.

Следует обратить внимание на линии моновариантных равновесий, ограничивающих поле устойчивости различных парагенезисов ромбического амфибола, вблизи которых происходит дегидратация хлорита (в ассоциации с кварцем, гранатом, кианитом или ставролитом). Они почти параллельны оси давлений, что свидетельствует о малой зависимости от этого параметра соответствующих реакций. Положение рассматриваемых линий на $P-T$ диаграмме определяется лишь приближенно. Возможно, что разрыв между линиями равновесий гранат+хлорит+мусковит+кварц=ставролит+биотит и гранат+хлорит+кварц=жедрит+ставролит, измеряемый при умеренных давлениях 40° , преувеличен, и на самом деле эти реакции протекают при близких значениях температуры. По крайней мере в описаниях метаморфических зональностей нет данных о нестабильности жедрит-ставролитовых или жедрит-кордиеритовых парагенезисов в зонах широкого развития ставролит-биотит-гранат-мусковитовых сланцев.

Положение линии равновесия гранат+хлорит+кварц=жедрит+кордиерит на $P-T$ диаграмме (рис. 10) намечено на основании экспериментальных данных Дж. Акеллы и Х. Винклера (Akella, Winkler, 1966).

Равновесия между гиперстеном, силлиманитом, гранатом, кордиеритом, биотитом, калиевым полевым шпатом в кварцсодержащих метапелитах исследовались А. А. Маракушевым (1961, 1965) с использованием качественных диаграмм $P-d_{H_2O}$. Им были выделены дивариантные парагенезисы, состав минералов в которых определяется главным образом либо температурой либо давлением. Среди последних важной является ассоциация граната, кордиерита с силлиманитом, которая уже давно предлагалась в качестве эффективного геобарометра (Chinner, 1959; Соболев, 1949, 1961) и была использована для выделения фаций глубинности. В последнее время были построены и количественные диаграммы для этого равновесия (Перчук, 1969; Глебовицкий и др., 1972). При возрастании давления происходит постепенное уменьшение железистости граната и кордиерита, а при железистости первого, равной менее 50%, происходит реакция гранат+кордиерит=гиперстен (с повышенным содержанием алюминия)+силлиманит. Это равновесие исследовано экспериментально (Hensen, Green, 1970). Определено, что оно не зависит существенно от температуры и что этот переход осуществляется при давлении около 10 кб. Уже при 11 кб становится неустойчивым и чисто магнезиальный кордиерит, разлагающийся на алюминиевый энстатит и силлиманит. Линии равных составов гранатов в дивариантных парагенезисах гранат+гиперстен+кордиерит, гранат+кордиерит+силлиманит, кордиерит+силлиманит+гиперстен и гранат+гиперстен+силлиманит, строго говоря, не могут быть параллельными оси T хотя бы потому, что в процессе реакций смещенного равновесия типа гранат+кордиерит+силлиманит=более железистый кордиерит происходит изменение координации Al, Fe, Mg. Однако эти отклонения незначительны. Поэтому рассматриваемый способ относительной оценки давления оказывается весьма эффективным, что было, например, показано В. И. Кицулом (1971) при изучении гранулитов Алданского щита. Ниже мы вернемся к более детальному рассмотрению этого метода барометрии.

Обращает на себя внимание соотношение линий моновариантных равновесий биотит+силлиманит+кварц=гранат+кордиерит+ортоклаз и жедрит+

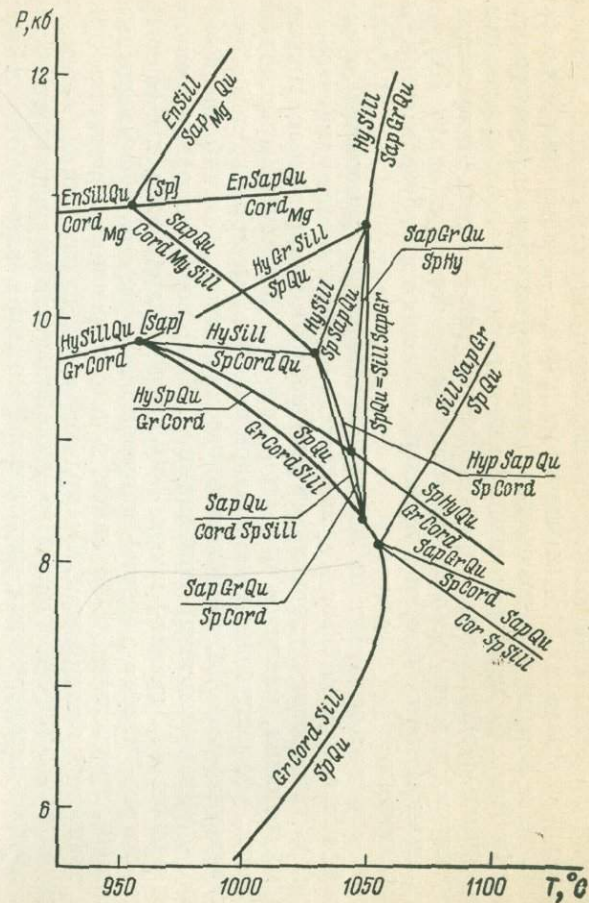
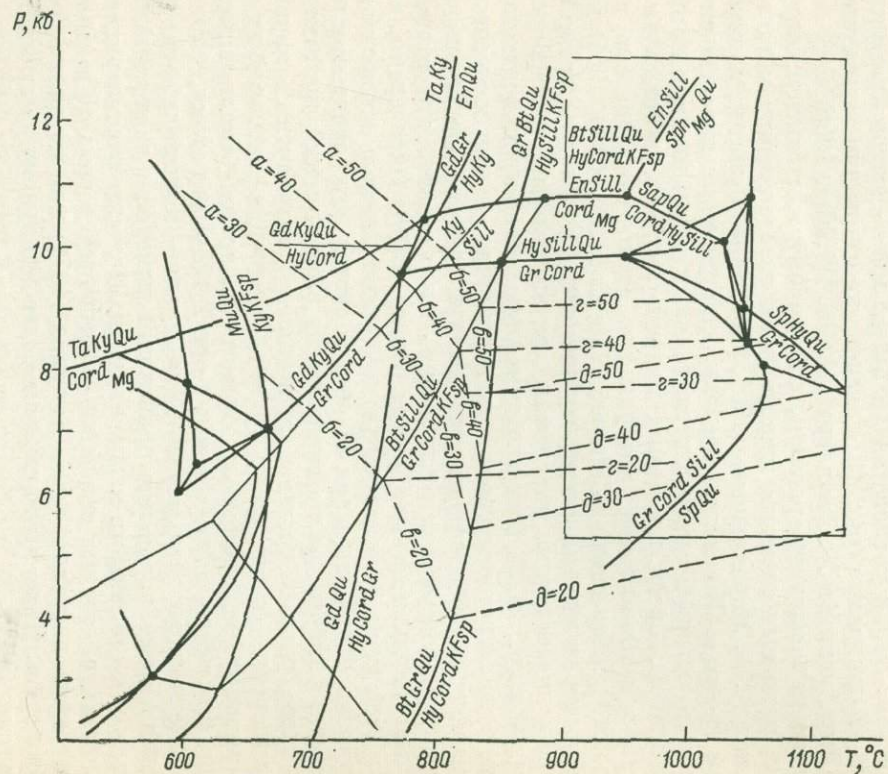


Рис. 11. Высокотемпературные равновесия в системе $K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$.

На прерывистых линиях обозначены магnezиальности гранатов в парагенезисах: $a - Bt + Gr + Ky + KFsp + Qu$; $b - Bt + Gr + Sill + KFsp + Qu$; $z - Gr + Sill + Cord + KFsp + Qu$; $\theta - Gr + Cord + Hyp + KFsp + Qu$.

+ кварц = гранат + гиперстен + кордиерит (рис. 11). В последнем из них гранат участвует лишь в незначительных количествах, и эта реакция по существу близка к экспериментально воспроизведенной Дж. Акеллой и Х. Винклером (Akella, Winkler, 1966). В то же время, как уже отмечалось в предыдущем разделе настоящей главы, дегидратация жедрита в породах, бедных калием и кальцием, происходит примерно при тех же условиях, что и дегидратация роговой обманки в присутствии кварца и граната. Этим путем можно оценить температуру перехода амфиболитовой фации в гранулитовую (750—800°). Парагенезис биотита, силлиманита, граната с кордиеритом либо с калиевым полевым шпатом оказывается устойчивым в гранулитовой фации лишь при относительно высоких давлениях (ориентировочно выше 6 кб). В то же время биотит-гранат-кордиерит-ортоклазовые гнейсы в ассоциации с рогово-обманково-гранатовыми и роговообманково-куммингтонитовыми плагиогнейсами характерны лишь для комплексов, метаморфизованных при сравнительно низких давлениях.

Рассмотрим некоторые парагенезисы, встречающиеся в наиболее глубоко метаморфизованных кварцсодержащих породах, бедных кальцием. К ним относятся ассоциации, содержащие шпинель и сапфирин. Шпинель, равновесная с кварцем, встречается, например, на Алданском щите в верхнеалданской свите (Гранулитовая фация. . ., 1971; Лутц, 1966). Б. Г. Лутц (1966) вполне обоснованно предполагал, что реакция типа шпинель + кварц = кордиерит (чисто магнезиальная система) осуществляется при снижении температуры или, что более вероятно, при снижении давления. Попробуем проанализировать парагенетические соотношения минералов в системе $Al_2O_3 - MgO - FeO$ (SiO_2 — избыточный компонент), где возможна неинвариантная ассоциация гиперстен + силлиманит + гранат + кордиерит + шпинель — [Sap]. Трудность заключается в том, что, с одной стороны, нет надежных данных, позволяющих точно установить соотношение железистости граната и шпинели (то, что f шпинели больше f других минералов в указанной ассоциации, ясно), а, с другой стороны, при высоких температурах резко расширяются пределы взаимной растворимости магнетита и шпинели. На регрессивном этапе происходит распад твердых растворов, что нарушает первичное отношение $\frac{Fe}{Fe + Mg}$ в фазе. Поэтому приходится

предполагать, что $f_{Gr} > f_{Sp}$, и, исходя из этого, рассчитывать пучок [Sap] (рис. 11). Область устойчивости парагенезиса шпинели с кварцем оказалась ограниченной со стороны как высоких, так и низких давлений.

Координаты точки [Sap] оценивались на основании сравнения пределов устойчивости шпинель- и сапфирин-кварцевых парагенезисов. Последние исследовались экспериментально (Hensen, Green, 1970). Были найдены координаты неинвариантной точки (P — около 10 кб, T — около 1050° С). Позже Б. Хенсен (Hensen, 1971) исследовал топологию $P-T$ диаграммы для мультисистемы $Al_2O_3 - FeO - MgO - SiO_2$, включающей фазы: кордиерит, гранат, гиперстен, шпинель, сапфирин, силлиманит, кварц (число степеней свободы равно —1). Реакции моновариантных равновесий рассчитывались исходя из предположения, что $f_{Gr} > f_{Sp} \gg f_{O1} > f_{Hy} > f_{Sap} > f_{Cord}$ и с учетом упомянутых выше экспериментальных данных. Получилось, что пучок [Sap], рассчитанный нами, метастабилен, а шпинель-кварцевые парагенезисы при температуре менее 1050° устойчивы лишь при низких давлениях. Между тем шпинель-кварцевые гнейсы тесно ассоциируются с породами, содержащими парагенезис гиперстена с силлиманитом, что свидетельствует о высоких давлениях. В этих глубоко метаморфизованных метапелитах парагенезис шпинели с кварцем далеко не всегда сопровождается появлением ассоциации кварца с сапфирин, хотя последний и может присутствовать в тех же породах в микрозонах десиликации в ассоциации, например, с силлиманитом, кордиеритом и шпинелью, что наблюдается в повторно метаморфизованных шпинелевых гнейсах верхнеалданской свиты (Гранулитовая фация. . ., 1972). Отсюда следует, что точка [Sap] смещена по отношению к точке [Sp] в сторону низких тем-

ператур, в связи с чем пучок [Sp] оказывается в метастабильной области. При давлении около 10 кб, таким образом, возникновение парагенезиса шпинели с кварцем возможно при температуре более низкой, чем 1050° , но не ниже 850° , когда устойчивы различные парагенезисы биотита, выступающего в качестве позднего, регрессивного, минерала в шпинелевых гнейсах.

Возможно, что линии равновесий $Gr + Cord + Sill = Sp + Qu$ и $Gr + Cord = Hy + Sp + Qu$ имеют температурные максимумы. Тогда сводная диаграмма для интересующей нас системы принимает вид, показанный на рис. 11 (врезка). При ее построении, наряду с упомянутыми экспериментами, использованы данные В. Шрайера 1972 г. по равновесию $En + Sill = Sarp_{Mg} + Qu$. Интересно, что ассоциация $Sp + Qu$ оказывается устойчива в пределах двух разобщенных полей, одно из которых располагается в области высоких, а другое — в области низких давлений.

На этой же диаграмме показаны линии фиксированных составов гранатов в парагенезисах $Gr + Sill + Cord$ и $Gr + Hy + Cord$, которые выведены на основании экспериментальных данных Б. Хенсена и Д. Грина (Hensen, Green, 1971, 1972, 1973) для температур $850-1100^\circ$ путем расчета реакций смещенного равновесия с использованием согласованных термодинамических констант силикатов, приведенных в справочнике И. К. Карпова и др. (1971). В отличие от построений Б. Хенсена и Д. Грина (Hensen, Green, 1973) такой способ интерпретации дает положительный наклон линий фиксированных составов гранатов в парагенезисах $Gr + Sill + Cord + Qu$ и $Gr + Hy + Cord + Qu$. Эти данные таким же методом могут быть легко экстраполированы в низкотемпературную область, в поле устойчивости парагенезиса $Bt + Cord + Gr + Qu$ и далее в поле биотит-силлиманит-гранат-ортотлазовой и биотит-кианит-ортотлазовой субфации, как это показано на диаграмме (рис. 11). К ее характеристике мы вернемся во второй главе.

Приведенные выше данные и расчеты позволяют наметить поля устойчивости наиболее интересных парагенезисов, изучение которых является основанием для уточнения границ фации, выделения субфации и выявления критериев отличия фациальных серий.

1. Поле устойчивости ставролита на $P-T$ диаграмме оказалось замкнутым. При этом равновесия, ограничивающие его со стороны низкой температуры, мало зависят от давления и в дальнейшем будут использованы для уточнения одной из фациальных границ. Со стороны высокой температуры поле ставролита ограничено линиями, которые лишь при средних значениях P (около 5—7 кб) почти параллельны оси давления. При повышенном давлении они приобретают отрицательный, а при пониженном давлении — положительный наклон.

2. Внутри поля устойчивости ставролита можно выделить несколько характерных субфаций. Среди них следует обратить внимание на гранат-хлорит-мусковитовую, кордиерит-ставролит-хлоритовую, кордиерит-ставролит-гранатовую, ставролит-кордиерит-биотит-мусковитовую, биотит-ставролит-мусковит-андалузитовую, ставролит-хлорит-мусковитовую, ставролит-биотит-кианит-мусковитовую, биотит-ставролит-мусковит-кианитовую (с кордиеритом), кордиерит-ставролит-жедритовую, ставролит-жедритовую субфации. Критические парагенезисы каждой из этих субфаций сами по себе являются достаточно эффективными термометрами и барометрами.

3. Принимая во внимание взаиморасположение линий моновариантных равновесий, ограничивающих поле устойчивости ставролита, линии дегидратации мусковита в присутствии кварца, линий равновесий $Ky + Gd = Gr + Cord$, $Bt + Sill + Qu = Cord + Kfs + Gr$, $Bt + Qu = Hy + Gr + Cord + Kfs$, равновесий хлоритоида и кордиерита при низких давлениях, линий, разделяющих поля устойчивости полиморфов Al_2SiO_5 , можно выделить хлоритоид-кордиеритовую, кордиерит-андалузит-мусковитовую, андалузит-гранат-мусковитовую, силлиманит-гранат-мусковит-биотитовую, силлиманит-биотит-гранат-ортотлазовую, силлиманит-гранат-кордиерит-ортотлазовую, гиперстен-кордиерит-ортотлазовую, гранат-кианит-

биотит-мусковитовую (или жедрит-кианит-гранатовую), гранат-кианит-биотит-ортоклазовую и гранат-кианит-кордиеритовую субфации.

4. В области наиболее высоких температур и повышенных давлений можно выделить гиперстен-силлиманит-ортоклазовую, шпинель-кварцевую и сапфирин-кварцевую субфации.

Фации, субфации и фациальные серии

Учитывая все изложенное, попытаемся сопоставить положение на $P-T$ диаграмме главных линий моновариантных равновесий, устанавливающих в породах разного состава, и уточнить таким путем границы между минеральными фациями регионального метаморфизма (рис. 12).

При низких давлениях и температурах одновременно с эпи- и катагенетическими преобразованиями в метапеллитах осуществляются цеолитизация и зеленокаменное перерождение вулканогенных образований. Возникают минеральные ассоциации, относимые обычно к цеолитовой или пумпеллит-пренитовой фациям, которые по своему объему в значительной мере совпадают друг с другом (поле I).

Повышение температуры вызывает серию превращений: пумпеллит + хлорит + кварц = эпидот (клиноцоизит) + актинолит, пумпеллит + кварц = пренит + хлорит + эпидот, которые осуществляются при температуре около 350° , несколько меняющейся в зависимости от давления. Эти равновесия обладают свойствами экстремальных в четырехкомпонентной системе ($Al_2O_3-CaO-MgO-FeO$) и достигаются только при наличии линейной связи между железистостью реагирующих фаз. Указанные реакции при низких давлениях приводят к непосредственному переходу к фации зеленых сланцев. При умеренных давлениях выделяется пумпеллит-актинолитовая фация (поле II), ограниченная со стороны высокой температуры линией дегидратации пумпеллита в присутствии кварца. Породы этой фации часто представляют одну их метаморфических зон в глаукофан-сланцевых комплексах Тихоокеанского подвижного пояса.

Фация лавсонит-глаукофановых сланцев (поле III) со стороны высоких температур ограничена линией дегидратации лавсонита в присутствии кварца. Поле устойчивости парагенезисов глаукофана более широкое, чем поле устойчивости лавсонита, что позволяет в предположительной форме выделить фацию глаукофан-цоизитовых (безлавсонитовых) сланцев (поле III-а), для обоснования которой нужны дополнительные исследования, так как не ясно не только положение ее границы, обозначенной на рис. 12 прерывистой линией, но и комплекс критических парагенезисов.

Выделение фации цоизит-кианит-кварцевых сланцев (бесплагноклазовых эклогитов) может быть хорошо обосновано, поскольку ограничивающая ее со стороны высоких температур и низких давлений линия равновесия $Ku + Zo + Qu = An$ хорошо исследована экспериментально, а критические парагенезисы найдены в природе и изучен состав минералов в них.

Таким образом, ограничения фации зеленых сланцев (поле V) со стороны низкой температуры и высокого давления исследованы достаточно детально и могут быть намечены на $P-T$ диаграмме с высокой точностью. Что же касается ее высокотемпературной границы, то она менее определенная. Как показывают наблюдения над метаморфическими зональностями умеренной глубинности, дивариантные равновесия кальциевого амфибола переменной, но повышенной глиноземистости, хлорита, клиноцоизита (эпидота), альбита (\pm парагонита) и кварца устанавливаются вблизи изоград альмандинового граната внутри зоны кианита (или андалузита), возникшего при дегидратации пиррофиллита в кварцсодержащих породах. Температура указанного дивариантного равновесия меняется в зависимости

от железистости пород. Появление роговой обманки актинолит-чермакитового ряда наблюдается при температуре, лишь немного более низкой, чем температура появления ставролита в бедных калием метабеллитах по реакции хлоритоид + хлорит + кианит = ставролит + кварц (около 480—500°). Линия этого равновесия и принята в качестве высокотемпературной границы фации зеленых сланцев.

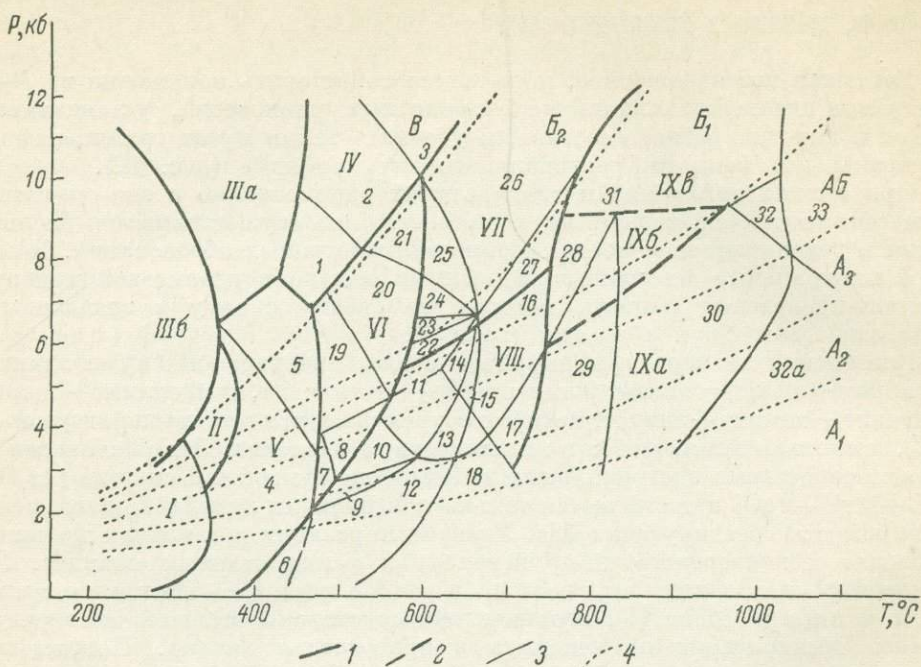


Рис. 12. Схема фаций, субфаций и фациальных серий.

Границы: 1 — фаций, 2 — полей устойчивости парагенезисов гранулитов низких, умеренных и повышенных давлений, 3 — субфаций, 4 — геотермические линии, разграничивающие фациальные серии. $A_1, A_2, A_3, AB, B_1, B_2, B_3$ — фациальные серии. Ф а ц и и: I — цеолитовая или пумпеллит-пренитовая, II — пумпеллит-актинолитовая, IIIa — глаукофан-лавсонитовая, IIIb — глаукофан-доизитовая, IV — доизит-кианит-кварцевых сланцев, V — зеленых сланцев, VI — эпидитовых амфиболитов, VII — альмандиновых амфиболитов, VIII — куммингтонитовых амфиболитов, IX — гранулитовая (гранулиты: IXa — низких; IXб — умеренных; IXв — высоких давлений). С у б ф а ц и и: 1 — парагонит-доизит-кианит-кварцевая; 2 — мусковит-доизит-кианит-кварцевая; 3 — безмусковитовая; 4 — низких и умеренных давлений; 5 — повышенных (с альмандиновым гранатом) давлений зеленосланцевой фации; 6 — хлоритоид-кордиеритовая; 7 — гранат-хлорит-мусковитовая, 8 — кордиерит-ставролит-хлоритовая и ставролит-хлорит-андалузитовая; 9 — кордиерит-ставролит-гранатовая; 10 — ставролит-кордиерит-биотит-мусковитовая; 11 — биотит-ставролит-мусковит-андалузитовая; 12 — кордиерит-андалузит-мусковитовая; 13 — андалузит-гранат-биотит-мусковитовая; 14 — силлиманит-ставролит-биотит-мусковитовая; 15 — силлиманит-гранат-биотит-мусковитовая; 16 — силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовая; 17 — силлиманит-гранат-кордиерит-ортоклазовая; 18 — кордиерит-андалузит-ортоклазовая; 19 — ставролит-хлорит-мусковитовая; 20 — ставролит-биотит-кианит-мусковитовая; 21 — кианит-гранат-хлоритовая; 22 — ставролит-гранат-кордиерит-биотитовая; 23 — кордиерит-ставролит-жедритовая; 24 — ставролит-гранат-жедритовая; 25 — гранат-кианит-биотит-мусковитовая; 26 — гранат-кианит-биотит-ортоклазовая; 27 — гранат-силлиманит-биотит-ортоклазовая; 28 — силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовая; 29 — силлиманит-гранат-кордиерит-ортоклазовая; 30 — гранат-гиперстен-кордиерит-ортоклазовая; 31 — гранат-гиперстен-силлиманитовая; 32 — шпинель-кварцевая; 32a — шпинель-кварцевая пониженного давления; 33 — сапфирин-кварцевая.

Фа́ция эпидитовых амфиболитов, выделявшаяся П. Эскола еще в ранних работах (Eskola, 1920), отличается бóльшим набором критических парагенезисов в породах различного состава, но значительной неопределенностью в смысле своей высокотемпературной границы. Предложенные в разное время варианты предельной для этой фации основы плагноклаза, ассоциирующегося с эпидотом, не были приняты, что связано со сложностью анализа данного равновесия (см. выше). Вероятно, с этим связан отказ Дж. Тернера (Файф и др., 1962) от выделения эпидот-амфиболитовой фации. Это же является причиной увеличения ее объема в схеме Н. Л. Добрецова и др. (Фации метаморфизма, 1970) до верхнего предела устойчивости парагенезиса мусковита с кварцем.

Необходимо учитывать, что в системах $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ в отличие от систем $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ ассоциации клиноцоизита, цоизита и кварца (в присутствии хлорита и роговой обманки) оказываются устойчивыми при температуре, заметно более низкой, чем температура дегидратации мусковита. Сопоставление сводных диаграмм по породам, бедным кальцием и богатым этим компонентом, показывает, что при умеренных и повышенных давлениях дегидратация парагенезисов пород эпидот-амфиболитовой фации и возникновение типичных для амфиболитовой фации ассоциации роговой обманки, диопсида, основного плагиоклаза и роговой обманки, куммингтонита и основного плагиоклаза происходит примерно при той же температуре, что и кристаллизация жедрита в малокальциевых породах.

Поэтому представляется рациональным проводить высокотемпературную границу эпидот-амфиболитовой фации по появлению ромбических амфиболов в бедных калием и кальцием породах. Если принять, что отношение $P_{\text{H}_2\text{O}}/P_{\text{общ}} = 0.7$, то реакция гранат + хлорит + кварц = жедрит + кордиерит при средних давлениях равновесно протекает при температуре около $575-600^\circ$. При меньшей температуре достигаются моновариантные равновесия гранат + хлорит + мусковит = ставролит + биотит; ставролит + хлорит + мусковит = биотит + кианит; хлорит + мусковит = биотит + кордиерит + кианит, которые могут быть основанием для выделения субфаций.

Определенная основность плагиоклаза, ассоциирующегося с эпидотом, может рассматриваться в качестве критерия отнесения пород к эпидот-амфиболитовой фации лишь с большими оговорками, одной из которых является заметное влияние давления на равновесие в системе $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$. В области высокого давления линии пограничных реакций в пелитовых породах становятся параллельными оси P или приобретают отрицательный наклон. В то же время поле устойчивости плагиоклаза с заданным содержанием анортита и эпидота (или клиноцоизита) при прочих равных условиях расширяется в сторону высоких температур по мере возрастания давления. Для иллюстрации этого положения приведем пример изменения предельного содержания кальция в плагиоклазах, ассоциирующихся с эпидотом, комплексов различной глубинности. В северной части Джугджуро-Становой складчатой области в мигматизированных гнейсах (температура около $670-700^\circ$) развиты кианитовые парагенезисы, и содержание анортита в плагиоклазах и гнейсах с эпидотом не превышает 28%. В то же время в южной части названной области, где урканская серия была метаморфизована при той же температуре, но при более низких давлениях (в поле устойчивости силлиманита), предельный номер плагиоклаза в том же парагенезисе равен 40.

А м ф и б о л и т о в а я ф а ц и я в традиционном ее понимании может быть заменена двумя фациями — альмандиновых и куммингтонитовых амфиболитов. Основанием для этого служит факт постепенного замещения куммингтонита в его парагенезисе с плагиоклазом, гранатом и малоглиноземистой роговой обманкой, чермакитовой или гастингситовой роговой обманкой и существенно альмандиновым гранатом по мере повышения давления.

Если судить по результатам анализа природных парагенезисов, куммингтонит-плагиоклазовая ассоциация при средних значениях температуры становится неустойчивой уже в нижней части поля стабильности кианита, о чем свидетельствует полное отсутствие куммингтонитовых амфиболитов и плагиогнейсов в типичных кианитовых комплексах или появление такой ассоциации в них лишь на поздних стадиях процесса метаморфизма при снижении давления. Нижняя по давлению граница фации альмандиновых амфиболитов может быть также определена равновесием жедрит + кианит (или силлиманит) = гранат + кордиерит, достигающимся примерно при тех же условиях, при которых происходит переход кианита в силлиманит, либо при относительно высокой температуре равновесием биотит + силлиманит + кварц = гранат + кордиерит + калиевый полевошпат.

Предлагаемые здесь пограничные реакции осуществляются, естественно, при несколько отличных условиях, причем степень этих различий не совсем ясна. Возникает некоторая переходная зона, располагающаяся в поле силлиманита, где возможно существование кордиерит-гранатовых парагенезисов, но в породах, бедных калием (без калиевого полевого шпата или мусковита). Для большей определенности в решении вопроса об условиях метаморфизма конкретных пород рационально относить эту переходную зону к кианит-силлиманитовой фациальной серии, считая что для последней за-прещенным парагенезисом является биотит-кордиерит-гранат-калиевый полевой шпат.

Фаши эпидотовых и альмандиновых амфиболитов ограничены со стороны высоких давлений линиями реакций разложения анортита и появления в конечном итоге ассоциаций с участием цоизита, кианита и кварца. Экспериментально исследовано равновесие анортит + H_2O = цоизит + кианит + кварц, достигающееся в системе $CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, которое и принято здесь в качестве границы фаций альмандиновых амфиболитов и кианит-цоизит-кварцевых сланцев. В природных системах с большим числом компонентов разложение плагиоклаза при повышении давления происходит по более сложной схеме и, по-видимому, при более низких давлениях, чем в упомянутом эксперименте. Возникает возможность появления промежуточных, по условиям формирования, парагенезисов типа роговая обманка + гранат + кианит + кварц, свойственных как сверхглубинным комплексам (таким, как зерендинская серия Кокчетавского массива, где встречаются тела бесплагиоклазовых эклогитов), так и комплексам, метаморфизованным в условиях фаций альмандиновых амфиболитов (протерозой юго-западной окраины Беломорско-Лапландского пояса).

В качестве низкотемпературной границы гранулитовой фации принята реакция преобразования ассоциации граната, роговой обманки и кварца при умеренных давлениях и роговой обманки и кварца при низких и высоких давлениях в диопсид, гиперстен и плагиоклаз. Как было показано выше, этот переход сложен и мало исследован. Экстремальные соотношения железистости двух пироксенов и кальциевого амфибола предопределяют возможность течения реакции роговая обманка + кварц = диопсид + гиперстен + плагиоклаз, линия которой ограничивает со стороны низких температур поле устойчивости парагенезисов двух пироксенов с плагиоклазом в области средних и низких давлений. Дегидратация же роговой обманки происходит в достаточно широком температурном интервале. По-видимому, с этими особенностями перехода от фаций альмандиновых и куммингтонитовых амфиболитов к гранулитовой фации связано широкое распространение роговообманково-двупироксеновых гнейсов (без граната) в явно малоглубинных гранулитах западной части Алданского щита (Кицул, 1974) при почти полном их отсутствии в гранулитах Джугджуро-Становой складчатой области, если не считать парагенезисов некоторых гранито-гнейсовых и мигматитовых комплексов, возникающих на поздних стадиях метаморфизма при снижении давления в условиях повышенной активности (или химического потенциала) натрия. Следует обратить внимание на то, что поле устойчивости чарнокитовых парагенезисов ограничено в области высоких давлений линией равновесия типа биотит + роговая обманка + кварц = гиперстен + диопсид + плагиоклаз + калиевый полевой шпат, имеющий довольно пологий наклон на $P-T$ диаграмме. Таким образом, гранулитовая фация не соответствует по объему фации двупироксеновых гнейсов, выделяемой Н. Л. Добрецовым и др. (Фаши метаморфизма, 1970).

Линии моновариантных равновесий, принимаемые здесь за границы зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций, имеют крутые наклоны на $P-T$ диаграмме, и течение соответствующих реакций мало зависит от давления. Исключение представляет граница фаций куммингтонитовых и альмандиновых амфиболитов. Между тем, основываясь на материалах, приведенных в предыдущих параграфах, можно

выделить ряд субфаций, парагенезисы которых появляются в достаточно узких интервалах давления, что и дает возможность наметить критерии для отнесения пород к андалузит-силлиманитовым или кианит-силлиманитовым фаціальным сериям. Перейдем к их рассмотрению.

На петрогенетической решетке геотермическими кривыми отделены друг от друга фаціальные серии A_1 , A_2 , A_3 , AB , B_1 , B_2 , и B , отличающиеся величиной отношения температуры к глубинности (рис. 12).

Серия A_1 , входящая в андалузит-силлиманитовую группу (A), характеризуется появлением парагенезисов хлоритоид-кардиеритовой субфации (рис. 12, 6) при температуре около $470-500^\circ$, полным отсутствием ставролита (субфация 12), широким распространением ассоциаций андалузита с калиевым полевым шпатом (18) и появлением двупироксен-плаггиоклазовых пород при температуре около 700° . Набор субфаций серии A_1 типичен для плутоно-метаморфических комплексов, отражающих интенсивные термические аномалии вокруг синкинематических гранитоидов, или для зон типичных контактовых роговиков. Ранее предполагалось, что комплекс плато Абакума в Японии (Miyashiro, 1961) обладает именно такими петрогенетическими особенностями. Однако при детальном исследовании в нем были найдены ассоциации со ставролитом (Кано, Курода, 1969).

Серия A_2 отличается распространением парагенезисов ставролита лишь в узком интервале температур, отсутствием его ассоциаций с кордиеритом в двуслюдяных сланцах, но их наличием в метапелитах, бедных калием. В эпидот-амфиболитовой фации выделяются гранат-хлорит-мусковитовая (7), а в фации куммингтонитовых амфиболитов — кордиерит-ставролит-гранатовая (9) субфации, ограниченные равновесиями андалузит + хлорит = кордиерит + ставролит, ставролит + хлорит = кордиерит + гранат и ставролит = гранат + кордиерит + андалузит. Серия A_2 отличается также широким развитием ассоциаций гранат-кордиерит-андалузит-мусковитовой субфации (12), захватывающей всю низкотемпературную область фации куммингтонитовых амфиболитов, ограниченным проявлением кордиерит-андалузит-ортоклазовой субфации (18), повсеместной устойчивостью парагенезиса силлиманит + гранат + кордиерит + ортоклаз (17) в зонах ультраметаморфизма фации куммингтонитовых амфиболитов. К этой же фаціальной серии, так же как и к A_3 , необходимо частично отнести породы низкотемпературной части гранулитовой фации, отличающиеся широким распространением роговообманково-двупироксеновой с кварцем (но без граната) ассоциации, — гранулиты Северного Приладожья (Геологическое развитие. . ., 1970), западной части Алданского щита (Кицул, 1971). Комплексы пород с такими петрологическими чертами распространены широко. Они детально исследованы, например, в районе хр. Кодар (Восточная Сибирь) С. П. Кориковским (1971), известны в Приаргунье, в некоторых участках Свеклофеннского метаморфического пояса.

Серия A_3 также обладает рядом специфических черт, позволяющих отличить ее в разных интервалах температур. Для нее характерно появление парагенезисов уже упоминавшейся гранат-хлорит-мусковитовой (рис. 12, 7), кианит-ставролит-хлорит-мусковитовой и кордиерит-ставролит-хлоритовой субфаций (8), эпидот-амфиболитовой фации, но отсутствие ассоциаций кордиерит-ставролит-гранатовой субфации (9). Вместо нее присутствует ставролит-кордиерит-биотит-мусковитовая субфация (10), ограниченная равновесиями хлорит + мусковит + кварц = биотит + ставролит + кордиерит, ставролит + кордиерит + мусковит = биотит + андалузит и ставролит + биотит = гранат + кордиерит + мусковит. Только в этой серии (в отличие от описанных выше) возможно появление ассоциации биотит + ставролит + мусковит + андалузит (рис. 12, 11), андалузит-гранат-мусковит-биотитовой (13) и силлиманит-гранат-мусковит-биотитовой (15) субфаций. В зонах ультраметаморфизма в зависимости от температуры в породах, бедных кальцием, возможна устойчивость и силлиманит-биотит-гранат-ортоклазового и кордиерит-биотит-гранат-ортоклазового парагенезисов (16,

17). По особенностям гранулитовых комплексов серия A_3 ничем не отличается от серии A_2 .

Комплексы пород, отличающиеся специфическими чертами серии A_3 , весьма широко распространены в фанерозойских метаморфических поясах, например на Пиренеях (Guitard, 1965), но особенно они характерны для докембрия — значительная часть свекофеннид, ранний протерозой западной части Кольского полуострова (Граниты . . ., 1963), Южно-Чуйский хребет на Алтае (Кеpezинская, 1971; и т. д.).

Серия АБ является промежуточной. А. Хитанен (Hietanen, 1967) выделила ее в качестве самостоятельной на основании материалов по геологии батолита штата Айдахо. Сама по себе возможность метаморфизма при промежуточном значении градиента температуры не может, естественно, вызывать возражения. Однако сосуществование трех полиморфов Al_2SiO_5 нельзя считать достаточным признаком для отнесения конкретных пород к серии АБ, если отсутствуют другие данные. Надежными же критериями, с точки зрения автора настоящей работы, являются появление парагенезисов актинолит-пумпеллитовой фации (рис. 12, II) при низких температурах, ставролит-хлорит-мусковит-кианитовой субфации (19), эпидот-амфиболитовой фации силлиманит-ставролит-мусковитовой субфации (14) в сочетании с силлиманит-гранат-мусковит-биотитовой (15) субфацией в низкотемпературной части фации куммингтонитовых амфиболитов, а также появление при высоких температурах только парагенезисов силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовой (16), но не силлиманит-кордиерит-гранат-ортоклазовой (17) субфации. В интервале температур гранулитовой фации к этой серии относятся породы силлиманит-гранат-ортоклазовой субфации, сочетающиеся с эклогитодобными породами, и отчасти шпинель-кварцевая субфация (31).

По-видимому, к серии АБ с достаточным на то основанием может быть отнесена среднетемпературная часть метаморфического комплекса Южно-Чуйского хребта (Кеpezинская, 1971), где не только встречены породы с тремя полиморфами Al_2SiO_5 , но и парагенезисы ставролит-кордиерит-биотит-мусковитовой, биотит-ставролит-мусковит-силлиманитовой и гранат-силлиманит-биотит-мусковитовой субфаций.

К серии B_1 относятся наиболее распространенные комплексы с кианит-силлиманитовым типом метаморфизма. В интервале температур эпидот-амфиболитовой фации кордиерит в этой серии неустойчив. В низкотемпературной части фации альмандиновых амфиболитов обычными являются двуслюдяные сланцы со ставролитом, кианитом и гранатом. Возможно появление кордиерита в парагенезисе с гранатом в бедных (23) и богатых (22) калием метапелитах. Ставролит полностью исчезает примерно при температуре перехода кианита в силлиманит, дегидратации мусковита и начала плавления гранитов, что исключает возможность появления парагенезисов силлиманит-гранат-мусковит-биотитовой субфации. При 600° на границе B_1 и B_2 исчезает парагенезис куммингтонита с плагиоклазом. Так же как и для серии АБ, характерно появление в высокотемпературной части фации альмандиновых амфиболитов только ассоциаций силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовой субфации (16). Гранулиты с аналогичными парагенезисами свойственны только для рассматриваемой серии (26). Наконец, к ней же следует относить верхнюю часть шпинель-кварцевой субфации (31) и отчасти гиперстен-силлиманит-ортоклазовую субфацию (29) гранулитовой фации. Большая часть гранулитов умеренной глубинности (IX-б) с широко развитым парагенезисом $Gt + Di + H_2O + Pl + Qz$ относится к этой серии.

Значительный интерес представляет серия B_2 , соответствующая повышенным давлениям или низким значениям градиента T . К ней относятся, вероятно, самые низы фации лавсонит-глаукофановых сланцев (сланцы с субглаукофаном-актинолитом, пумпеллитом и лавсонитом), большая часть пумпеллит-актинолитовой фации (II) и гранатовых субфаций (5) зеленосланцевой фации. Эпидот-амфиболитовая фация этой серии распадается на кианит-ставролит-хлорит-мусковитовую (19) и ставролит-биотит-кианит-мусковитовую (20)

субфации. В зоне перехода от эпидот-амфиболитовой к алмадин-амфиболитовой фации выделяются специфические, характерные только для этой серии ставролит-жедритовая (24), жедрит-кианит-гранатовая (25) и хлорит-кианит-гранатовая (21) субфации, в пределах которых образуются такие парагенезисы пород, богатых кальцием, как $Hb + St + Pl + Qu$ и $Hb + Ku + Gr + Qu$. Только в этой серии выделяется гранат-кианит-биотит-ортоклазовая субфация (26), а также субфация $Ku-Pl$ эклогитов. Кордиерит устойчив лишь в метапелитах, бедных калием, или при высокой температуре. К серии B_2 следует относить часть гиперстен-силлиманит-ортоклазовой субфации (31) гранулитовой фации.

Хотя серия B_2 и является необычной, специфической, соответствующие ей породы фиксируются в целом ряде метаморфических поясов. Так, ставролит-жедритовая (с парагенезисами ставролита, роговой обманки, граната и кианита), гранат-кианит-биотит-мусковитовая, гранат-кианит-биотит-ортоклазовая субфации могут быть выделены в пределах Беломорско-Лапландской зоны на Балтийском щите, гранат-биотит-кианит-ортоклазовая субфация — в ваханской серии Юго-Западного Памира. Гранулиты Чешского массива и Сутамской зоны в Восточной Сибири представляют высокотемпературные части этой серии.

Серия В объединяет фации глаукофан-лавсонитовых (III), глаукофан-цоизитовых (IIIa), цоизит-кианит-кварцевых (IV) сланцев или бесплагноклазовых эклогитов. По-видимому, в процессе дальнейшей детализации петрогенетической решетки возможны будут уточнение границ перечисленных фаций, выделение внутри них субфаций и подразделение серии В на несколько фациальных серий повышенных давлений.

В начале данной главы обращалось внимание на целесообразность понимания под фациальной серией набора фаций и субфаций, которые отвечают примерно одинаковой величине отношения давления к температуре. Только в этом случае мы можем получить достаточно надежную основу для анализа теплового и динамического режимов подвижных областей на разных этапах их эволюции. Но тогда конкретные метаморфические комплексы, обладающие горизонтальной зональностью, в общем случае могут содержать в себе элементы разных фациальных серий.

Таким образом, фациальные серии не следует путать с естественными ассоциациями фаций и субфаций в неоднородно метаморфизованных комплексах. Горизонтальная зональность является следствием возникновения в земной коре тепловых и динамических аномалий и свидетельствует о латеральных изменениях термодинамического режима. Принадлежность же пород к одной фациальной серии говорит о его постоянстве.

Распределение элементов в сосуществующих минералах и проблемы геотермо- и геобарометрии

Некоторые вопросы теории

Изучение распределения элементов в сосуществующих равновесных минералах имеет как важное теоретическое значение для установления общих геохимических законов, управляющих разделением элементов (малых и основных) в процессах магматической и метаморфической кристаллизации, так и прикладное значение — для разработки критериев количественной оценки термодинамических параметров равновесия фаз на основе зависимости распределения компонентов в фазах переменного состава от T и P .

Теоретические основы распределения элементов в сосуществующих твердых растворах и принципиальная возможность создания геотермометров и геобарометров на основе зависимости $K_{1-2}^{\alpha-\beta} = f(T, P)$ были показаны в работах, посвященных равновесиям минералов метаморфических и магматических пород (Ramberg, 1948, 1952; Ramberg, De Vore, 1951; Barth, 1951, 1956; Kretz, 1959, 1961, 1963; Mueller, 1961, 1962; Рябчиков, 1962, 1965а, б; Перчук, 1965, 1970; Saxena, 1968а, б, 1969, и др.).

Ниже дается краткое изложение теории распределения двух элементов (1 и 2) для случаев: а) когда фазы α и β представляют бинарные в отношении элементов 1 и 2 твердые растворы и когда в системе отсутствуют другие фазы переменного состава, содержащие оба рассматриваемых элемента; б) когда фазы α и β являются многокомпонентными твердыми растворами; в) когда в системе наряду с фазами α и β присутствуют другие фазы переменного в отношении элементов 1 и 2 состава (многофазные системы).

а) Распределение элементов 1 и 2 между фазами α и β , когда фазы — суть бинарные твердые растворы и в системе сосуществуют только две фазы переменного в отношении элементов 1 и 2 состава. Равновесие двух таких фаз в отношении двух элементов может быть описано с помощью обменной реакции $1^\beta + 2^\alpha \rightleftharpoons 1^\alpha + 2^\beta$, где 1 и 2 — элементы (например, Mg и Fe). Для него справедливы равенства парциальных молярных свободных энергий компонентов:

$$\begin{aligned} F_1^\alpha &= F_1^\beta && \text{для 1-го компонента,} \\ F_2^\alpha &= F_2^\beta && \text{для 2-го компонента,} \end{aligned}$$

или

$$RT \ln x_1^\alpha + F_1^{E\alpha} + F_1^{0\alpha} = RT \ln x_1^\beta + F_1^{E\beta} + F_1^{0\beta} + F_1^{E\beta}, \quad (1)$$

$$RT \ln x_2^\alpha + F_2^{E\alpha} + F_2^{0\alpha} = RT \ln x_2^\beta + F_2^{E\beta} + F_2^{0\beta}, \quad (2)$$

где $F_1^{E\alpha}$ — избыточная парциальная свободная энергия компонента 1 в фазе α , равная $RT \ln \gamma_1^\alpha$; $F_1^{0\alpha}$ — свободная энергия чистого компонента в фазе.

При вычитании уравнения (2) из уравнения (1) и ряде преобразований получается:

$$RT \ln \frac{x_1^\alpha x_2^\beta}{x_1^\beta x_2^\alpha} = (F_1^{E\alpha} - F_1^{E\beta} + F_2^{E\beta} - F_2^{E\alpha}) + (F_1^{0\alpha} - F_1^{0\beta} + F_2^{0\beta} - F_2^{0\alpha}),$$

$$\Delta F_{12}^E = -(F_2^{E\beta} - F_1^{E\beta} + F_1^{E\alpha} - F_2^{E\alpha}),$$

$$\Delta F_{12}^0 = -(F_2^{0\beta} - F_1^{0\beta} + F_1^{0\alpha} - F_2^{0\alpha}),$$

$$\ln \frac{x_1^\alpha x_2^\beta}{X_1^\beta X_2^\beta} = \frac{\Delta F_{12}^E + \Delta F_{12}^0}{RT},$$

$$\frac{x_1^\alpha x_2^\beta}{x_1^\beta - x_2^\alpha} = K_{1-2}^{\alpha-\beta} = \exp\left(\frac{\Delta F_{12}^E + \Delta F_{12}^0}{RT}\right).$$

Поскольку $F_1^{E\alpha} = RT \ln \gamma_1^\alpha$, то $K_{1-2}^{\alpha-\beta} = Kf \exp\left(\frac{\Delta F_{12}^0}{RT}\right)$, где $Kf = \frac{\gamma_1^\alpha \gamma_2^\beta}{\gamma_2^\alpha \gamma_1^\beta}$,

ΔF_{12}^0 — изменение свободной энергии Гиббса в обменной реакции $1^\beta + 2^\alpha \leq 1^\alpha + 2^\beta$.

Если $Kf = \text{const}$ (случай идеального распределения), тогда $K_{1-2}^{\alpha-\beta} = \text{const}$ при данной T . Если распределение неидеально, то $K_{1-2}^{\alpha-\beta} = f(Kf)$ и зависит от содержания компонентов 1 и 2.

Зависимость $K_{1-2}^{\alpha-\beta}$ от T и P выражается в общем виде уравнением

$$d \ln K_{1-2}^{\alpha-\beta} = -\left(\frac{\Delta H_{12}^0 + \Delta H_{12}^E}{RT^2}\right) dT + \left(\frac{\Delta V_{12}^0 + \Delta V_{12}^E}{RT}\right) dP.$$

Для идеального распределения оно упрощается:

$$d \ln K_{1-2}^{\alpha-\beta} = \left(\frac{\Delta V_{12}^0}{RT}\right) dP - \left(\frac{\Delta H_{12}^0}{RT^2}\right) dT.$$

Интегрируя это уравнение при условии независимости ΔV_{12}^0 и ΔH_{12}^0 от T и P , можно найти частные зависимости $K_{1-2}^{\alpha-\beta}$ от T и P , которые были получены Х. Рамбергом (Ramberg, De Vore, 1951) и Р. Кретцем (Kretz, 1961):

$$(K_{1-2}^{P\Pi}) = K_{1-2}^{PI} \exp\left[\frac{\Delta V_{12}^0 (P\Pi - PI)}{RT}\right],$$

$$(K_{1-2}^{T\Pi}) = K_{1-2}^{TI} \exp\left[\frac{\Delta H_{12}^0}{R} \left(\frac{1}{T\Pi} - \frac{1}{TI}\right)\right].$$

Если тепловой эффект реакции (изменение энтальпии реакции) равен 0, тогда $K_{1-2}^{\alpha-\beta}$ не зависит от температуры. Если объемный эффект реакции равен 0, тогда $K_{1-2}^{\alpha-\beta}$ не зависит от давления.

На этой основе была создана целая система геотермометров: дипольный термометр (Barth, 1951; Рябчиков, 1965а), серия термометров на основе распределения Mg и Fe в сосуществующих Fe—Mg силикатах (Перчук, 1970).

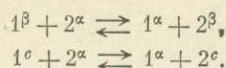
б) Распределение элементов 1 и 2 между фазами α и β , когда фазы — многокомпонентные твердые растворы.

Рассмотрение этого случая имеет наибольшее значение, так как природные минералы, за редким исключением, являются многокомпонентными растворами.

В случае ионно-обменного равновесия ($x_1 + x_2 = 1$) третий компонент должен рассматриваться в составе растворителя, независимо от того, присутствует он в составе одной или обеих фаз. При этом состав растворителя будет меняться при изменении концентрации третьего компонента. Следовательно, F_1^0 и F_2^0 будут различными в зависимости от характера третьего катиона и его концентрации в составе растворителя. Соответственно $\frac{\Delta F_{1-2}^0}{RT}$ не будут постоянными при постоянной температуре, даже при условии идеального распределения Fe и Mg между фазами α и β .

в) Распределение элементов 1 и 2 между фазами α и β , когда в системе присутствуют другие фазы переменного состава в отношении компонентов 1 и 2 (многофазная система).

Пусть в равновесии находятся три фазы, в которых распределены катионы 1 и 2. Тогда равновесие фазы α с фазами β и c описывается с помощью следующих реакций:



При постоянных температуре и давлении для первой реакции константа равновесия реакции равна

$$K_{1-2}^{\alpha-\beta} = \frac{x_{11}^\alpha x_2^{\beta, \beta}}{x_{11}^\beta x_2^{\alpha, \alpha}} = \text{const} = \exp(\Delta F_{1-2}^{0\alpha-\beta})$$

и для второй реакции

$$K_{1-2}^{\alpha-c} = \frac{x_{11}^\alpha x_2^c}{x_{11}^c x_2^\alpha} = \text{const} = \exp(\Delta F^{0\alpha-c}).$$

Сумма этих реакций даст обмен фазы α с обеими фазами β и c :

$$\begin{aligned} 1^\beta + 2^\alpha + 1^c + 2^\alpha &\rightleftharpoons 1^\alpha + 2^\beta + 1^\alpha + 2^c, \\ K &= \frac{(x_{11}^\alpha)^2 x_2^{\beta, \beta} x_2^c}{(x_2^{\alpha, \alpha})^2 x_{11}^\beta x_{11}^c} = K_{1-2}^{\alpha-\beta} K_{1-2}^{\alpha-c} = \exp(\Delta F_{1-2}^{0\alpha-\beta-c}). \end{aligned}$$

Тогда $\ln K_{1-2}^{\alpha-\beta} = \frac{\Delta F_{1-2}^{0\alpha-\beta-c}}{RT} - \Delta F_{1-2}^{0\alpha-c} = \text{const}.$

Из последнего уравнения следует, что присутствие третьей фазы не влияет на распределение компонентов 1 и 2 между фазами α и β . Однако это справедливо в случае, если фазы являются бинарными растворами. Если фаза c — поликомпонентный твердый раствор, то $\Delta F_{1-2}^{0\alpha-c}$ не является постоянной величиной при данной температуре, так как ΔF_{1-2}^{0c} и $\Delta F_{1-2}^{0\alpha}$ изменяются в зависимости от состава и концентрации примесных компонентов в этой фазе.

Таким образом, как присутствие третьего компонента в фазах α и β , так и присутствие третьей фазы c , переменной в отношении компонентов 1 и 2 состава и содержащей примесь других компонентов, должно влиять на величину $K_{1-2}^{\alpha-\beta}$.

Магматические и особенно метаморфические породы в большинстве случаев являются многофазными системами, в которых содержится несколько минералов переменного в отношении одних и тех же элементов состава (например, различные железо-магнезиальные силикаты, окислы и т. д.), и каждый из этих минералов имеет очень сложный состав, представляя многокомпонентный раствор. Поэтому для создания геотермометров и геобарометров на основе распределения элементов в той или иной паре сосуществующих минералов необходимо детальное исследование влияния состава минералов на это распределение. Все эти вопросы можно решать на основе статистических исследований зависимости конкретных коэффициентов распределения от содержания тех или иных катионов в составе минералов из различных парагенезисов.

Зависимость распределения Fe^{2+} и Mg от состава сосуществующих фаз

В этом разделе приводятся результаты исследования распределения элементов, в основном Fe^{2+} и Mg , в равновесных ассоциациях: гранат+биотит, гранат+амфибол, гранат+моноклинный пироксен, моноклинный пироксен+амфибол, ромбический пироксен+моноклинный пироксен. При этом мы рассматриваем лишь некоторые вопросы проблемы, а именно влияние содержания других компонентов в составе фаз на величины коэффициентов распределения и степень отклонения распределения от идеального.

Решение этих вопросов имеет важное значение, так как влияние содержаний других компонентов в фазах, степень неидеальности распределения сказываются на точности геотермометров и геобарометров, построенных на основе зависимости $K_{1-2}^{\alpha-\beta} = f(T, P)$.

Природные железо-магнезиальные силикаты представляют собой многокомпонентные твердые растворы, и распределение любого элемента между ними теоретически может зависеть от состава этих растворов. Действительно, существование зависимости, например $K_{Mg-Fe}^{\alpha-\beta}$ от состава минералов α и β , было показано в многочисленных работах графически или методом парного корреляционного анализа для различных пар равновесных минералов.

Неудовлетворительность этих методов исследования зависимости влияния содержаний других компонентов в составе фаз α и β на величину $K_{1-2}^{\alpha-\beta}$ очевидна, так как они не учитывают все переменные, функционально определяющие этот коэффициент, и в силу этого возможны ложные корреляции. Нами для изучения связей $K_{1-2}^{\alpha-\beta}$ с составом твердых растворов α и β был использован метод многомерной регрессии. В этом случае $K_{1-2}^{\alpha-\beta}$ представляется линейной функцией содержаний катионов в обеих фазах. Линейная функция задается уравнениями типа

$$K_{1-2}^{\alpha-\beta} = a_0 + b_{1k}^{\alpha} x_{1k}^{\alpha} + b_{2k}^{\alpha} x_{2k}^{\alpha} + b_{3k}^{\alpha} x_{3k}^{\alpha} + b_{jk}^{\beta} x_{jk}^{\beta} + b_{mk}^{\beta} x_{mk}^{\beta},$$

где x_i^{α} — содержание катиона i в фазе α ; x_j^{β} — содержание катиона j в фазе β в k -м образце.

Наиболее сложным является выбор переменных для каждой пары сосуществующих минералов, поскольку переменные x_i^{α} , x_j^{β} , x_n^{β} в данном уравнении должны быть независимыми. В то же время хорошо известно, что содержание катионов в минералах (например, Mg и Fe²⁺, Al_{IV} и Al_{VI} и т. д.), с одной стороны, корреляционно связаны между собой, а, с другой, содержание некоторых катионов в фазах (например, Mn и Ca в гранатах, Ca в ромбических пироксенах, Al_{IV}, Al_{VI} в биотитах и амфиболах) зависит от термодинамических условий. Поэтому предварительно были исследованы корреляционные связи между катионами в каждом из минералов и в качестве переменных выбраны содержания таких катионов, для которых коэффициенты корреляции не превышают 0.25.

С целью исключения изменений $K_{1-2}^{\alpha-\beta}$ под влиянием термодинамических условий исследуемые образцы разбивались на группы, каждая из которых отвечала узкому полю P — T условий, определяемых на основе парагенетического анализа.

Для каждой группы образцов решалась система из N уравнений (число образцов) с n -переменными и m -свободными членами (коэффициенты распределения). Коэффициенты b_i^{α} . . . , b_j^{β} . . . , b_n^{β} , отражающие зависимость $K_{1-2}^{\alpha-\beta}$ от x_{ik}^{α} . . . , x_{jk}^{β} . . . , x_{nk}^{β} , рассчитывались по программе МНК с n -переменными.

Ромбический пироксен—моноклинный пироксен

Было проведено исследование зависимости распределения Fe и Mg между сосуществующими пироксенами (коэффициенты распределения $K_{Mg-Fe}^{Opx-Mpx}$, $K_{FeO}^{Opx-Mpx}$, $K_{MgO}^{Opx-Mpx}$) от содержаний катионов в составе обоих пироксенов для четырех групп пород: I — метаморфические породы гранулитовой фации низких давлений (андалузит-силлиманитовая серия, поле IXa); II — метаморфические породы гранулитовой фации умеренных давлений (кианит-силлиманитовая серия, поле IXб); III — основные и ультраосновные породы абиссальных интрузий (умеренные давления); IV — основные и ультраосновные породы, для которых предполагается кристаллизация в условиях верхней мантии (высокие давления).

I группа подразделяется на две подгруппы (Ia и Ib). В подгруппу Ia включены основные сланцы и гнейсы вильямского комплекса Нового Южного Уэльса Австралии (Binns 1962, 1964; Davidson, 1968, 1971), а также породы района Колтон Адирондакского нагорья Северной Америки (A. Engel, C. Engel, 1958, 1960; Buddington, 1952, 1963). Породы обоих районов входят в состав зонально метаморфизованных (от амфиболитовой до гранулитовой фации) комплексов и характеризуются ассоциациями, типичными для роговообманково-гранулитовой фации низких давлений. Температура кристаллизации пород оценивается в 700—800° С, давление — в 3—5 кб.

К подгруппе Ib отнесены породы гранулитовых комплексов Присаянской зоны Восточного Саяна (Никитина и др., 1967; Крылова, 1972) центральной части Алданского щита (Кицул, 1966б) и карбонатно-силикатной железистой формации Квебека (Krank, 1961). Для пород этой подгруппы, метаморфизованных также в условиях роговообманково-гранулитовой субфации, можно предполагать несколько более высокие давления (граница андалузит-силлиманитовой и кианит-силлиманитовой серий²), так как наряду с ассоциациями низких давлений (куммингтонит-ромбический пироксен-моноклинный пироксен—кварц) здесь встречаются ассоциации с гранатом, моноклинным и ромбическим пироксеном. Предполагаемые условия равновесия для пород этой подгруппы: $T=700-800^{\circ}\text{C}$ и $P=5-6$ кб.

II группа объединяет породы метаморфических комплексов Мадраса (Howe, 1955; Subramaniam, 1962; Ray, Sen, 1970), Хондапалли (Lee-lenandam, 1967) и Бенгалии (Sen, Rege, 1968). В породах этих комплексов роговая обманка также находится в равновесии с моноклинным и ромбическим пироксенами (роговообманково-гранулитовая субфация), однако в ассоциациях пород, бедных Са, устойчивым является силлиманит, но не андалузит. Температура кристаллизации пород по различным геотермометрам оценивается в 650—750° С и давление в 6—7.5 кб (Sen, Ray, 1971). Породы этих комплексов относятся к кианит-силлиманитовой серии.

III группа включает основные и ультраосновные породы расслоенных интрузий, залегающих в породах гранулитовой фации: интрузия Госс-Пайя, Центральная Австралия (Moore, 1971), Мончегорский плутон, Кольский полуостров (коллекция Е. В. Шаркова, 1972), интрузия Хельсингланд, Швеция (Lindh, 1973); в породах амфиболитовой фации: интрузия Лизард, Австралия (Green, 1964), а также дуниты, гарцбургиты и перидотиты расслоенных интрузий Новой Зеландии, прорывающих пермские отложения (Challis, 1965).

В состав IV группы входят гранатовые и шпинелевые лерцолиты, образующие включения в щелочных базальтах кайнозойского возраста района Айтаноум в Японии (Aoki, Shiba, 1973). Первичные ассоциации лерцолитов характеризуются присутствием оливина, ромбического и моноклинного пироксенов, Сг-шпинели (шпинелевые лерцолиты) и граната (гранатовые лерцолиты). Вторичные ассоциации одинаковы в обеих разновидностях и отвечают плагиоклазовым лерцолитам (оливин, моноклинный и ромбический пироксен, Сг-шпинель, Сг-паргасит, плагиоклаз, зеленая шпинель). Предполагается верхнемантийное происхождение включений и кристаллизация гранатовых лерцолитов на глубине 50—75 км, а шпинелевых — на глубине 30—50 км. Перекристаллизация включений с образованием плагиоклазовых лерцолитов имела место примерно на границе верхней мантии, на глубине около 20—25 км. Давление в период перекристаллизации оценивается в 6—7 кб.

В эту же группу включены сосуществующие пироксены из гранатовых верлитов и вебстеритов, образующих жилы и линзы в породах эпидот-амфиболитовой фации метаморфического пояса Санбагава (Mori, Valpo, 1973). Предполагается, что верлиты и вебстериты кристаллизовались в условиях, соответствующих высокотемпературной части поля пироксеновых пиролитов или высокотемпературной части (и в условиях низких давлений)

поля гранатовых пиролитов (Green, Ringwood, 1967), а затем были перекристаллизованы при температуре 500—600° и давлении в 7—13 кб.

Зависимость распределения Fe и Mg между ромбическим и моноклинным пироксенами от состава пироксенов и степень его идеальности широко обсуждались в литературе. Так, на основе парного корреляционного анализа была показана зависимость $K_{Mg-Fe}^{Opx-Mpx}$ от содержания Ca и Al_{IV} в ромбических пироксенах (Davidson, 1968; Ray, Sen, 1970; Гранулитовая фация, 1972). Эти же авторы высказывали предположение о неидеальном распределении Fe и Mg в сосуществующих пироксенах. Основанием для этого служило отклонение кривых сопряженного изменения составов от линий идеального распределения, а также тот факт, что ромбические пироксены не представляют собой идеального в отношении Fe и Mg твердого раствора (Hafner, Virgo, 1969; Распределение Fe^{2+} . . ., 1974). А. А. Маракушев (1967) пришел к заключению об отклонении этого распределения от идеального только в условиях низких температур (температуры кристаллизации пород гранулитовых комплексов, 700—800° С) и об идеальном характере распределения при высоких температурах (температуры кристаллизации основных магм, 1100—1200° С).

Для получения более достоверных и количественных данных о влиянии состава пироксенов и характере распределения Fe и Mg нами был проведен анализ с помощью методов многомерной регрессии. Ввиду ограниченности образцов в подгруппах Ia и Ib и с учетом незначимости расхождений дискриминантных функций для пироксенов этих подгрупп (см. гл. IV) они были объединены в одну группу. В качестве переменных были выбраны количество Fe^{2+} , Ca, Al_{IV} в ромбическом пироксене, Fe^{2+} и Fe^{3+} в моноклинном пироксене, а также коэффициент распределения Al между октаэдрической и тетраэдрической позициями в структурах ромбических пироксенов ($K_{Al_{VI}-Al_{IV}}^{Opx} =$

$\frac{Al_{VI}}{Al_{IV}}$). Значения коэффициентов b_j , отражающих зависимость $K_{Mg-Fe}^{Opx-Mpx}$,

$K_{FeO}^{Opx-Mpx}$, $K_{MgO}^{Opx-Mpx}$ от указанных переменных, приведены в табл. 1.

Кроме того, была исследована зависимость коэффициентов распределения $K_{Mg-Fe}^{Opx-Mpx}$, $K_{FeO}^{Opx-Mpx}$, $K_{MgO}^{Opx-Mpx}$ от распределения между этими фазами окисного железа и алюминия и распределения алюминия между октаэдрическими и тетраэдрическими позициями в структурах обоих пироксенов. Результаты расчетов приведены в табл. 1.

Анализ данных табл. 1 показывает, что коэффициент $K_{Mg-Fe}^{Opx-Mpx}$ зависит от содержания Fe^{2+} в обоих пироксенах, что отражает неидеальность распределения Fe^{2+} и Mg в сосуществующих пироксенах. Знак зависимости отрицательный, т. е. с увеличением содержания Fe^{2+} в обеих фазах коэффициент K_{Mg-Fe} уменьшается. Колебание коэффициента $K_{Mg-Fe}^{Opx-Mpx}$ вследствие неидеальности этого распределения можно определить для образцов III и IV групп, учитывая пределы колебаний в содержаниях Fe^{2+} в пироксенах. Содержание Fe^{2+} в ромбических пироксенах III группы колеблется в пределах 0.48 ± 0.43 , в моноклинных — 0.22 ± 0.19 , в группе IV соответственно — 0.21 ± 0.05 и 0.08 ± 0.01 . Изменение $K_{Mg-Fe}^{Opx-Mpx}$ как результат изменения содержания Fe^{2+} в ромбическом и моноклинном пироксене составляет $0.43 (-0.9) = -0.39$ и $0.12 (-4.44) = -0.84$, т. е. значительно превышает изменение $K_{Mg-Fe}^{Opx-Mpx}$ при повышении температуры от 700 до 1100—1200° С, которое равно 0.20—0.25. С отклонением от идеальности распределения Fe и Mg, по-видимому, следует связывать столь низкие значения $K_{Mg-Fe}^{Opx-Mpx}$ (0.51—0.63) для сосуществующих пироксенов габбрового массива Хельсигланд (Lindh, 1973).

Данные табл. 1 показывают, что распределения Fe^{2+} и Mg в этой ассоциации не является идеальным и в условиях температур кристаллизации основных и ультраосновных магм (около 1100—1300° С).

Значения коэффициентов b_j в уравнениях многомерной регрессии, отражающих зависимость $K_{\text{Орх-Мрх}}$ от состава минералов

Таблица 1

Группа, подгруппа	n	a_2	$K_{\text{AlVI-AlIV}}^{\text{Орх}}$	$\text{Al}^{\text{Орх}}$	$\text{Ca}^{\text{Орх}}$	$\text{Fe}^{2+ \text{Орх}}$	$\text{Fe}^{2+ \text{Мрх}}$
				$K_{\text{Mg-Fe}}^{\text{Орх-Мрх}}$			
Ia+Iб	39	0.004 ± 0.033	0.08 ± 0.061	3.167 ± 0.818	0.655 ± 1.038	0.280 ± 0.179	1.280 ± 0.873
II	36	0.525 ± 0.047	0.028 ± 0.008	0.003 ± 0.049	-0.416 ± 0.246	-0.282 ± 0.0531	0.805 ± 0.311
III	34	1.026 ± 0.108	-0.051 ± 0.086	-0.085 ± 0.750	-0.231 ± 0.758	-0.900 ± 0.263	-4.437 ± 1.584
				$K_{\text{MgO}}^{\text{Орх-Мрх}}$			
Ia+Iб	39	-0.015 ± 0.092	0.232 ± 0.172	8.565 ± 2.300	0.297 ± 2.917	2.116 ± 0.502	4.411 ± 2.454
II	36	1.792 ± 0.088	0.034 ± 0.015	-0.006 ± 0.092	-1.081 ± 0.457	-0.032 ± 0.276	1.964 ± 0.578
III	34	1.791 ± 0.103	0.015 ± 0.034	1.355 ± 0.717	-1.589 ± 0.720	-0.306 ± 0.251	-1.052 ± 1.514
				$K_{\text{FeO}}^{\text{Орх-Мрх}}$			
Ia+Iб	39	-0.023 ± 0.143	0.262 ± 0.267	12.724 ± 3.566	-1.402 ± 4.524	6.043 ± 0.779	6.222 ± 3.806
II	36	3.376 ± 0.140	-0.066 ± 0.076	-0.020 ± 0.147	-0.099 ± 0.728	1.283 ± 0.439	-0.091 ± 0.920
III	34	1.919 ± 0.324	0.155 ± 0.343	1.237 ± 2.254	-3.410 ± 2.264	1.578 ± 0.790	-12.151 ± 4.760

Таблица 1 (продолжение)

Группа, подгруппа	n	$\text{Fe}^{3+ \text{Мрх}}$	$K_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{Орх-Мрх}}$	a_0	$K_{\text{Fe}^{3+}}^{\text{Орх-Мрх}}$	$K_{\text{Al}}^{\text{Орх-Мрх}}$	$K_{\text{AlVI-AlIV}}^{\text{Орх}}$	$K_{\text{AlVI-AlIV}}^{\text{Мрх}}$
					$K_{\text{Mg-Fe}}^{\text{Орх-Мрх}}$			
Ia+Iб	39	0.001 ± 0.372	0.028 ± 0.018	0.547 ± 0.054	-0.003 ± 0.018	0.020 ± 0.032	-0.064 ± 0.066	-0.052 ± 0.035
II	36	0.686 ± 0.292	0.003 ± 0.008	0.482 ± 0.030	0.006 ± 0.007	0.061 ± 0.031	0.034 ± 0.102	0.001 ± 0.004
III	34	1.241 ± 0.589	-0.011 ± 0.066	0.789 ± 0.093	-0.090 ± 0.068	-0.084 ± 0.113	0.009 ± 0.047	0.044 ± 0.032
					$K_{\text{MgO}}^{\text{Орх-Мрх}}$			
Iб+Iб	39	-3.430 ± 1.047	0.074 ± 0.050	1.291 ± 0.159	0.190 ± 0.102	-0.189 ± 0.164	0.330 ± 0.148	0.182 ± 0.160
II	36	-1.078 ± 0.543	-0.004 ± 0.015	1.571 ± 0.126	-0.059 ± 0.290	-0.055 ± 0.132	0.015 ± 0.044	-0.041 ± 0.018
III	34	-0.198 ± 0.563	0.082 ± 0.063	1.381 ± 0.104	0.156 ± 0.076	0.197 ± 0.127	0.054 ± 0.053	0.039 ± 0.036
					$K_{\text{FeO}}^{\text{Орх-Мрх}}$			
Ia+Iб	39	-10.697 ± 1.623	0.100 ± 0.077	2.153 ± 0.274	0.272 ± 0.176	-0.227 ± 0.283	0.898 ± 0.257	0.475 ± 0.276
II	36	-5.235 ± 0.864	-0.016 ± 0.024	3.164 ± 0.249	-0.133 ± 0.057	-0.371 ± 0.259	-0.171 ± 0.086	-0.076 ± 0.035
III	34	-2.853 ± 1.770	0.128 ± 0.199	1.173 ± 0.198	0.485 ± 0.145	0.582 ± 0.242	0.087 ± 0.101	-0.084 ± 0.068

Примечание. Здесь и в табл. 2-6 полужирным шрифтом даны значимые коэффициенты с вероятностью $p=95\%$.

Увеличение содержания Al в тетраэдрической координации, т. е. расширение пределов изоморфного замещения Si на Al в структуре ромбических пироксенов, приводит к увеличению $K_{Mg-Fe}^{Opx-Mpx}$. Изменение того же знака вызывает увеличение коэффициента распределения Al между октаэдрической и тетраэдрической позициями. Однако содержание Al_{IV} в ромбических пироксенах мало (до 0.10—0.12, в среднем 0.05—0.6 ат. ед.), и колебания составляют 0.01—0.03 ат. ед. Такие изменения в содержаниях Al, например для образцов I группы, могут привести при прочих равных условиях к увеличению $K_{Mg-Fe}^{Opx-Mpx}$ на 0.03—0.10. Сопоставимые по знаку и величине изменения вызывают увеличение содержания Fe^{3+} в моноклинных пироксенах. При исследовании зависимости $K_{Mg-Fe}^{Opx-Mpx}$ от $K_{Fe^{3+}}^{Opx-Mpx}$ такой закономерности не было установлено. Распределение Al между пироксенами также, по-видимому, не влияет на распределение Fe и Mg, так как значимых коэффициентов корреляции не было получено ни в одной из групп.

Гранат — биотит

Результаты химических анализов гранатов и биотитов, образовавшихся в разных условиях метаморфизма, были разбиты на 11 групп и подверглись статистической математической обработке. Примерная оценка условий образования гранат-биотитовых пар сделана на основании анализа парагенезисов пород каждого конкретного района в соответствии с петрогенетической диаграммой. Выделены следующие группы (рис. 13, цифры в кружках).

I — 6—8 кб, 750—900°, $n=36$;	Гранулиты кольского типа (Гранулитовая фация... , 1972).
II — 9—10 кб, 800—900°, $n=19$	Гранулиты лапландского типа (там же).
III — 6—8 кб, 650—700°, $n=53$;	Глиноземистые гнейсы (с Sill или Ku) амфиболитовой фации — беломорский, становой комплексы и др. (Волгодичев, 1975; Геология и петрология... , 1965).
IV — 6—8 кб, 650—700°, $n=16$;	Гранат-биотитовые гнейсы амфиболитовой фации — беломорский, становой комплексы и др. (там же).
V — 3.5—5 кб, 670—750° $n=16$;	Гранулиты ладожского типа, глиноземистые гнейсы (с Sill или And). (Гранулитовая фация... , 1972).
VI — 6 кб, 550—650°, $n=35$;	Глиноземистые гнейсы низкотемпературной амфиболитовой фации (Kwak, 1970; Sen, Chakraborty, 1968; Великославинский, 1972).
VII — 5—7 кб, 750—850°, $n=28$;	Гранулиты алданского типа (Гранулитовая фация... , 1972).
VIII — 4.5—6 кб, 540—600°, $n=32$;	Слюдяные сланцы низкотемпературной амфиболитовой фации (Rhinney, 1963, и др.).
IX — 3.5—5 кб, 650—750°, $n=24$;	Гранулиты ладожского типа — гранат-биотитовые гнейсы (Геологическое развитие... , 1970).
X — 3.5—5 кб, 500—600°, $n=23$;	Сланцы и гнейсы с кордьеритом, ставролитом, андалузитом — низкотемпературная амфиболитовая фация (Phinney, 1963; Butler, 1967; Кейльман, 1974).
XI — 3—7 кб, 500—550°, $n=17$.	Эпидот-амфиболитовая фация (Green, 1963; Crowbord, 1966; A. Engel, C. Engel, 1960).

Исследовалась зависимость трех коэффициентов распределения K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt} , K_{MgO}^{Gr-Bt} и K_{FeO}^{Gr-Bt} от содержания Fe^{2+} , Mn и Ca в гранатах, Ti, Al_{VI} , Al_{IV} и Fe^{2+} в биотитах. Полученные значения коэффициентов b при указанных переменных в уравнениях множественной регрессии приведены в табл. 2.

Анализ полученных коэффициентов позволяет сделать ряд выводов о характере влияния на них состава гранатов и биотитов. В гранато-биотитовой паре общей тенденцией такой связи является зависимость коэффициентов распределения от Fe^{2+} , Mn и Ca в гранате и от Fe^{2+} в биотите (табл. 2). Связь с железистостью минералов означает неидеальность распределения. Чем больше коэффициенты распределения зависят от железистости, тем больше неидеальность. Связь K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt} с Fe^{2+} в гранате всегда отрицательная, т. е. чем выше железистость граната, тем ниже K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt} . Степень кор-

Зависимость коэффициентов распределения Fe—Mg в сосуществующих гранатах и биотитах от их состава

Группа	К	α_0	Гранат		Гранат	Биотит			
			Fe ²⁺	Mn	Ca	Ti	Al _{IV}	Al _{VI}	Fe ²⁺
I n = 36, 6—8 кб, 750—900°	K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt}	0.482 ± 0.262	-0.296 ± 0.06	-0.972 ± 0.319	-0.167 ± 0.104	0.283 ± 0.272	+0.064 ± 0.196	+0.073 ± 0.074	+0.431 ± 0.075
	K_{MgO}	1.389 ± 0.502	-0.403 ± 0.114	-1.873 ± 0.611	-0.436 ± 0.199	-0.793 ± 0.052	-0.029 ± 0.375	+0.160 ± 0.141	+0.279 ± 0.144
	K_{FeO}	1.619 ± 0.402	+1.356 ± 0.091	+0.445 ± 0.489	+0.079 ± 0.159	+0.541 ± 0.417	+0.364 ± 0.300	+0.0899 ± 0.113	-2.971 ± 0.115
II n = 19, 9—10 кб, 900°	K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt}	0.623 ± 0.142	-0.551 ± 0.052	-0.131 ± 0.230	-0.140 ± 0.143	-0.055 ± 0.144	+0.106 ± 0.113	± 0.114	± 0.032
	K_{MgO}	1.393 ± 0.351	-0.431 ± 0.128	-0.252 ± 0.568	+0.015 ± 0.124	-0.393 ± 0.355	-0.090 ± 0.278	-0.102 ± 0.280	+0.302 ± 0.180
	K_{FeO}	6.169 ± 1.918	-0.476 ± 0.695	+0.777 ± 3.089	+0.088 ± 1.914	-0.496 ± 1.931	-0.667 ± 1.509	-1.780 ± 1.522	-2.125 ± 0.434
IV n = 16, 6—8 кб, 650—700°	K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt}	0.733 ± 0.385	-0.481 ± 0.183	-0.092 ± 0.194	-0.434 ± 0.156	-0.051 ± 0.432	+0.310 ± 0.190	+0.007 ± 0.059	+0.217 ± 0.094
	K_{MgO}	0.132 ± 1.485	-0.007 ± 0.693	-0.853 ± 0.748	-0.434 ± 0.602	-0.083 ± 1.509	+0.407 ± 0.733	+0.082 ± 0.226	-0.059 ± 0.363
	K_{FeO}	0.975 ± 3.533	+2.338 ± 1.681	+0.558 ± 1.781	+0.702 ± 1.435	-3.518 ± 3.972	-1.314 ± 1.747	-4.411 ± 0.538	-1.266 ± 0.864
III n = 53, 6—8 кб, 650—700°	K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt}	0.683 ± 0.140	-0.426 ± 0.046	-0.252 ± 0.078	-0.229 ± 0.086	+0.244 ± 0.150	-0.023 ± 0.068	+0.165 ± 0.059	+0.375 ± 0.038
	K_{MgO}	1.524 ± 0.257	-0.620 ± 0.085	-0.583 ± 0.143	-0.561 ± 0.157	-0.114 ± 0.275	-0.125 ± 0.124		
	K_{FeO}	4.629 ± 3.588	-2.159 ± 1.191	-0.743 ± 2.000	+1.089 ± 2.196	+4.708 ± 3.832	+0.933 ± 1.730		1.392 ± 0.961
V n = 16, 3.5—5 кб, 670—750°	K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt}	+0.424 ± 0.504	-0.124 ± 0.106	-0.410 ± 0.140	-0.193 ± 0.264	-0.059 ± 0.477	-0.075 ± 0.270	+0.289 ± 0.192	+0.053 ± 0.040
	K_{MgO}	+0.674 ± 1.040	-0.157 ± 0.219	-0.673 ± 0.288	-0.158 ± 0.544	+0.076 ± 0.987	+0.237 ± 0.557	+0.325 ± 0.396	-0.215 ± 0.082
	K_{FeO}	3.371 ± 2.470	-0.389 ± 0.521	-0.530 ± 0.684	-1.559 ± 1.293	-1.907 ± 2.343	+0.226 ± 1.322	-0.042 ± 0.370	-0.245 ± 0.195
VI n = 35, 6—6.5 кб, 550—650°	K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt}	0.425 ± 0.202	-0.177 ± 0.087	-0.223 ± 0.103	-0.246 ± 0.087	+0.836 ± 0.219	+0.036 ± 0.053	+0.076 ± 0.088	+0.030 ± 0.083
	K_{MgO}	0.955 ± 0.435	-0.139 ± 0.188	-0.497 ± 0.222	-0.515 ± 0.187	-1.773 ± 0.473	+0.055 ± 0.114	+0.085 ± 0.191	-0.402 ± 0.180
	K_{FeO}	2.125 ± 0.137	+0.949 ± 0.059	+0.085 ± 0.070	-0.046 ± 0.059	+0.162 ± 0.149	-0.055 ± 0.036	-0.065 ± 0.060	-1.923 ± 0.057
VII n = 28, 5—7 кб, 750—800°	K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt}	0.487 ± 0.255	-0.384 ± 0.115	-0.315 ± 0.168	-0.170 ± 0.181	+0.117 ± 0.281	+0.080 ± 0.140	+0.163 ± 0.107	+0.397 ± 0.137
	K_{MgO}	1.033 ± 0.271	-0.384 ± 0.122	-0.517 ± 0.179	-0.304 ± 0.193	+0.377 ± 0.300	+0.002 ± 0.149	+0.183 ± 0.113	+0.179 ± 0.146
	K_{FeO}	2.518 ± 1.631	+0.933 ± 0.737	+0.510 ± 1.078	+0.942 ± 1.161	-0.933 ± 1.797	-0.362 ± 0.897	-0.697 ± 0.682	-2.010 ± 0.876
VIII n = 32, 4.5—6 кб, 540—600°	K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt}	1.039 ± 0.197	-0.411 ± 0.063	-0.381 ± 0.048	-0.372 ± 0.058	+0.189 ± 0.130	-0.036 ± 0.084	-0.012 ± 0.062	+0.186 ± 0.031
	K_{MgO}	1.948 ± 0.353	-0.654 ± 0.113	-0.736 ± 0.085	-0.726 ± 0.104	+0.343 ± 0.233	-0.026 ± 0.151	+0.050 ± 0.111	+0.067 ± 0.055
	K_{FeO}	9.735 ± 5.121	-0.828 ± 1.640	-2.475 ± 1.238	-0.551 ± 1.515	+4.398 ± 3.387	+2.374 ± 2.192	+1.257 ± 1.617	-2.478 ± 0.798
IX n = 24, 3.5—5 кб, 625—750°	K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt}	0.387 ± 0.371	-0.226 ± 0.074	-0.228 ± 0.083	-0.126 ± 0.016	+0.480 ± 0.452	+0.148 ± 0.215	+0.069 ± 0.122	+0.101 ± 0.081
	K_{MgO}	0.350 ± 0.698	-0.154 ± 0.139	-0.271 ± 0.156	-0.082 ± 0.299	+1.265 ± 0.851	+0.313 ± 0.405	+0.174 ± 0.230	-0.139 ± 0.152
	K_{FeO}	2.093 ± 0.368	+0.843 ± 0.073	-0.051 ± 0.082	+0.0127 ± 0.158	-0.556 ± 0.448	-0.432 ± 0.213	-0.132 ± 0.121	-1.214 ± 0.080
X n = 23, 3.5—5 кб, 500—650°	K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt}	0.015 ± 0.218	-0.078 ± 0.024	-0.110 ± 0.049	+0.0155 ± 0.076	+1.070 ± 0.354	+0.080 ± 0.169	+0.176 ± 0.110	+0.031 ± 0.062
	K_{MgO}	0.168 ± 0.416	-0.080 ± 0.046	-0.165 ± 0.094	-0.140 ± 0.146	+2.0174 ± 0.675	+0.0684 ± 0.276	+0.243 ± 0.210	-0.084 ± 0.119
	K_{FeO}	3.378 ± 0.974	+0.652 ± 0.108	+0.148 ± 0.221	-1.2778 ± 0.342	-2.5235 ± 1.582	-0.918 ± 0.646	-0.563 ± 0.491	-0.853 ± 0.279
XI n = 17, 3—7 кб, 500—550°	K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt}	0.697 ± 0.624	-0.365 ± 0.129	-0.288 ± 0.086	-0.328 ± 0.098	+0.626 ± 0.544	+0.082 ± 0.350	+0.100 ± 0.175	+0.139 ± 0.127
	K_{MgO}	0.632 ± 0.826	-0.388 ± 0.171	-0.393 ± 0.114	-0.448 ± 0.129	+1.112 ± 0.719	+0.345 ± 0.424	+0.283 ± 0.233	-0.0004 ± 0.169
	K_{FeO}	+4.280 ± 6.363	-0.036 ± 1.314	+0.945 ± 0.876	+0.143 ± 0.997	-2.095 ± 5.541	+4.849 ± 3.262	+0.746 ± 1.790	-0.219 ± 1.300

реляции варьирует и не обнаруживает четкой зависимости от степени метаморфизма. Зато в отношении зависимости K_{MgO}^{Gr-Bt} от Fe^{2+} намечается четкая тенденция к увеличению коэффициентов корреляции по мере понижения температуры. Так, в группах I, II и VII коэффициенты корреляции равны соответственно 0.40, 0.43 и 0.38, а в группах III и VIII — 0.62 и 0.65. Можно сделать вывод, что с повышением степени метаморфизма степень идеальности распределения MgO между гранатом и биотитом имеет тенденцию к увеличению.

Повышение марганцовистости и кальциевости гранатов ведет к понижению K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt} и K_{MgO}^{Gr-Bt} . Таким образом, повышение содержания Fe^{2+} , Mn и Ca в гранате ведет к систематическому занижению температуры, определяемой на основании коэффициентов распределения K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt} и K_{MgO}^{Gr-Bt} .

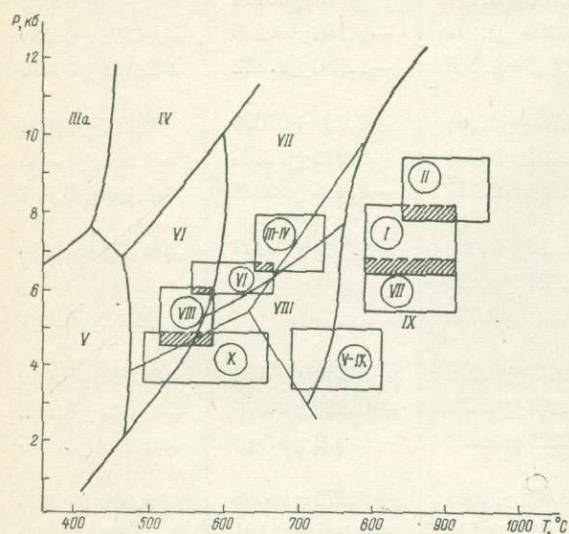


Рис. 13. Положение полей устойчивости гранатов и биотитов на диаграмме $P-T$ для 11 групп пород.

Интересно, что K_{FeO}^{Gr-Bt} характеризуется положительной связью с Fe^{2+} в гранате, но отрицательной с Mn и Ca. Для низкотемпературных групп (VI и X) обнаружилась зависимость K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt} и K_{MgO}^{Gr-Bt} от содержания Ti в биотите.

Анализ данных табл. 2 дает возможность количественно оценить влияние примеси Ca и Mn в гранате на величину K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt} . Чем ниже температура, тем оно больше. Учитывая колебание содержания Ca в гранате (табл. 2), поправка к K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt} составит: для группы XI — $0.328 \cdot 0.37 = -0.121$, VIII — $0.372 \cdot 0.10 = -0.037$, III — $= 0.229 \cdot 0.07 = -0.016$, IX — $0.226 \cdot 0.07 = -0.018$. В переводе

на температуру (по табл. 1) эта поправка выразится в 120° для группы XI, в 45° для группы VIII, в 15° для группы III и в 8° для группы IX (гранулитовой фации). Аналогичным образом подсчитанные поправки на марганцовистость граната выражаются в отклонении для группы XI на 65° , для группы VIII — на 45° , для группы III — на 20° и для группы I — на 20° . Принимая во внимание чрезвычайно пестрый состав гранатов в группе XI (эпидот-амфиболитовой фации), в которую несомненно попали гранаты диафторитов (с этим и связана большая дисперсия их составов), ее следует исключить из количественных подсчетов температурных поправок. Тогда максимальное отклонение от температуры, определяемой по K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt} за счет кальциевости гранатов, получается в низкотемпературной VIII группе и выражается величиной 45° ; для более высокотемпературных групп поправки станут совсем незначительными (до 15°). Такой же порядок имеют поправки на марганцовистость.

В низкотемпературных группах следует ожидать систематическое занижение температуры по гранато-биотитовой паре из-за влияния титана в биотите (табл. 2, группы VI, X). В количественном отношении это дает величину 45° для X группы ($T=500-650^\circ$) и 35° для VI группы ($T=550-650^\circ$). Остается добавить, что значительное занижение определяемых по K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt} температур следует ожидать в железистых системах, которое произойдет из-за повышенной железистости в них граната.

Ниже даны поправки к коэффициентам распределения, связанные с неидеальностью распределения Mg и Fe, с примесью других катионов в гранате и биотите и подсчитанные с помощью табл. 2, которые для разных термодинамических условий выражаются разными величинами.

Группа I (750—900° С, 6—8 кб): $\Delta K = +0.30 (\text{Fe} - 1.80)^{\text{Gr}} + 0.97 (\text{Mn} - 0.03)^{\text{Gr}} - 0.43 (\text{Fe} - 0.82)^{\text{Bt}}$; группа II (800—900°, 9—10 кб): $\Delta K = +0.55 (\text{Fe} - 1.61)^{\text{Gr}}$; группа III (650—700°, 6—8 кб): $\Delta K = +0.43 (\text{Fe} - 2.12)^{\text{Gr}} + 0.25 (\text{Mn} - 0.10)^{\text{Gr}} + 0.23 (\text{Ca} - 0.19)^{\text{Gr}} - 0.38 (\text{Fe} - 1.06)^{\text{Gr}}$; группа VI (550—650°, 6—6.5 кб): $\Delta K = +0.18 (\text{Fe} - 2.14)^{\text{Gr}} - 0.84 (\text{Ti} - 0.15)^{\text{Bt}}$; группа VII (750—800°, 5—7 кб): $\Delta K = -0.38 (\text{Fe} - 1.89)^{\text{Gr}} - 0.40 (\text{Fe} - 1.00)^{\text{Bt}}$; группа VIII (540—600°, 4.5—6.0 кб): $\Delta K = +0.41 (\text{Fe} - 2.14)^{\text{Gr}} + 0.38 (\text{Mn} - 0.20)^{\text{Gr}} + 0.37 (\text{Ca} - 0.31)^{\text{Gr}} - 0.19 (\text{Fe} - 1.10)^{\text{Bt}}$; группа IX (625—750°, 3.5—5.0 кб): $\Delta K = +0.23 (\text{Fe} - 2.09)^{\text{Gr}} - 0.13 (\text{Ca} - 0.15)^{\text{Gr}}$; группа X (500—650°, 3.5—5.0 кб): $\Delta K = +0.08 (\text{Fe} - 2.13)^{\text{Gr}} + 0.11 (\text{Mn} - 0.26)^{\text{Gr}} - 1.07 (\text{Ti} - 0.12)^{\text{Bt}}$; группа XI (500—550°, 3—7 кб): $\Delta K = +0.36 (\text{Fe} - 1.75)^{\text{Gr}} + 0.29 \times (\text{Mn} - 0.32)^{\text{Gr}} + 0.33 (\text{Ca} - 0.63)^{\text{Gr}}$.

Моноклинный пироксен — обыкновенная роговая обманка

Зависимость коэффициентов распределения Fe^{2+} , Mg и Fe^{3+} в равновесной ассоциации моноклинный пироксен—обыкновенная роговая обманка от содержаний и распределения других компонентов в их составе была исследована только для одной группы пород. Эта группа включает породы роговообманково-гранулитовой фации серий низких давлений (IX-а): роговообманковые гранулиты Нового Уэльса Австралии (Binns, 1962; Davidson, 1968), Адирондакского нагорья Северной Америки (A. Engel, C. Engel, 1958, 1960) и умеренных давлений (IX-б), Мадраса (Ray, Sen, 1970), кольской серии Балтийского щита (Бондаренко, Дагелайский, 1968) и других районов. Такое объединение оправдано тем, что анализ с помощью многомерного T^2 -критерия Готелинга не показал различия групп роговообманково-гранулитовой субфации низких и умеренных давлений по совокупности коэффициентов распределения элементов между рассматриваемыми минералами.

Большинство образцов характеризуется парагенетической ассоциацией амфибола моноклинного и ромбического пироксенов и плагиоклаза. Лишь в редких случаях в равновесии с перечисленными минералами находится гранат и (или) биотит. К сожалению, в нашем распоряжении отсутствуют в достаточном для проведения статистических исследований количестве данные по другим фациям.

Ранее («О распределении...», 1971) также с помощью методов многомерной регрессии для выборки объемом в 38 образцов была показана зависимость коэффициента $K_{\text{Mg-Fe}}^{\text{Mpx-Hb}}$ от степени изоморфного замещения Si на Al в кремнекислородных тетраэдрах в структурах амфиболов (отрицательная связь, табл. 3) и моноклинных пироксенов (положительная). Однако не была выявлена зависимость $K_{\text{Mg-Fe}}^{\text{Mpx-Hb}}$ от распределения Al по координационным позициям в структурах этих минералов. При исследовании большей выборки ($n=50$), которой мы располагаем в настоящее время, было показано наличие отрицательной связи между $K_{\text{Mg-Fe}}^{\text{Mpx-Hb}}$ и $K_{\text{AlVI-IV}}^{\text{Hb}}$ в структурах амфиболов в слабой положительной связи с $K_{\text{AlVI-IV}}^{\text{Mpx}}$ в пироксенах.

При колебаниях величины $K_{\text{AlVI-IV}}^{\text{Hb}}$ от 0.1 до 0.3 (лишь в редких случаях коэффициент распределения $K_{\text{AlVI-IV}}^{\text{Hb}}$ имеет значения, выходящие за указанные пределы) максимальное изменение величины $K_{\text{Mg-Fe}}^{\text{Mpx-Hb}}$ будет составлять -0.15 .

Значимые коэффициенты получены при $K_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{Mpx-Hb}}$ и $K_{\text{Al}}^{\text{Mpx-Hb}}$, что указывает на зависимость Fe—Mg распределения в паре моноклинный пироксен—амфибол от распределения окисного железа и алюминия между этими минералами. Существование такой зависимости определяется тем, что распре-

Значения коэффициентов b_j в уравнениях многомерной регрессии, отражающих зависимость K_{Mg-Fe}^{Mpx-Hb} от состава минералов

n	$\frac{Hb}{Al_{IV}}$	$Fe^{3+} Hb$	$Fe^{2+} Hb$	$(Na + K) Hb$	$K_{Al_{VI}-Al_{IV}}^{Hb+}$	Al_{IV}^{Mpx}	$Fe^{3+} Mpx$	$Fe^{2+} Mpx$	$K_{Al_{VI}-Al_{IV}}^{Mpx}$	$K_{Fe^{3+}}^{Mpx-Hb}$	K_{Al}^{Mpx-Hb}
38	-0.503 ± 0.171	0.070 ± 0.173	Не опр.	0.447 ± 0.343	Не опр.	3.301 ± 0.776	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.954 ± 0.145	-6.501 ± 1.355
52		Не опр.		-0.529 ± 0.280	-0.289 ± 0.164		Не опр.	0.098 ± 0.064		0.048 ± 0.021	
52	Не опр.	0.112 ± 0.320	0.010 ± 0.032	-0.292 ± 0.105	-0.680 ± 0.044	Не опр.	0.138 ± 0.203	0.036 ± 0.022			

Примечание. $K_{Al_{VI}-Al_{IV}}^{Hb}$ и $K_{Al_{VI}-Al_{IV}}^{Mpx}$ рассчитывались как отношения Al_{VI}/Al_{IV} в каждом из минералов, K_{Mpx-Hb} и K_{Al}^{Mpx-Hb} соответственно как $Fe^{3+} Mpx/Fe^{3+} Hb$ и Al^{Mpx}/Al^{Hb} .

деление Fe^{3+} и Al между этими фазами не является идеальным. Это выражается в существовании зависимости $K_{Fe^{3+}-Hb}^{Mpx-Hb}$ от содержаний окисного железа в обеих фазах. Значения $K_{Fe^{3+}-Hb}^{Mg-Hb}$ для рассматриваемой пары минералов в роговообманково-гранулитовой субфации находятся в пределах 0.10—0.3. Колебания K_{Mg-Fe}^{Mpx-Hb} , вызываемые изменением величины $K_{Fe^{3+}}$, при прочих равных условиях составляют 0.20—0.25.

Вопрос о характере (идеальном или неидеальном) распределения Fe^{3+} и Mg между моноклинным пироксеном и амфиболом обсуждался различными авторами, и были сделаны противоположные заключения (Sen, 1970; Гранулитовая фация, 1972).

В процессе многомерного регрессионного анализа для различных вариантов выбора переменных не были получены значимые коэффициенты при переменных $Fe^{2+} Mpx$ и $Fe^{2+} Hb$. Это свидетельствует об идеальном характере $Fe-Mg$ распределения между моноклинным пироксеном и обыкновенной роговой обманкой, во всяком случае при температуре роговообманково-гранулитовой фации.

Гранат—амфибол

Исследования влияния термодинамических параметров на характер распределения элементов в паре гранат—амфибол проводятся с 1959 г., после того как Кретц (Kretz, 1959) впервые показал, что распределение ряда элементов в этой паре отвечает закону Нернста, т. е. приближается к идеальному. Он рассмотрел распределение Mn , V , Ti , Mg , Fe , Cr и пришел к выводу, что за исключением Mn распределение большинства элементов зависит от параметра состава фаз. Так, распределение Mg зависит от X_{Mn}^{Gr} , в то время как содержание Ca в гранате, согласно Р. Кретцу, практически не влияет на отношение X_{Mg}^{Am}/X_{Mg}^{Gr} .

Зависимость K_{Fe-Mg}^{Gr-Am} от степени метаморфизма была выявлена в работах М. Фроста (Frost, 1962), а позднее Л. Л. Перчука (1967а, 1970). М. Фрост нашел, что с повышением степени метаморфизма от зеленосланцевой к гранулитовой фации $\log K_{Fe-Mg}^{Gr-Am}$ в паре $Gr-Am$ снижается. Одновременно он

обнаружил зависимость этой величины от содержания Mn и Ca в гранате и, найдя средние величины поправок на эффект влияния Mn и Ca, посредством K_{Fe-Mg}^{Gr-Am} вывел метаморфические индексы, которые в целом хорошо увязываются с накопленным позднее эмпирическим материалом.

Вслед за этими выводами последовал целый ряд работ по изучению Gr—Am равновесия. Появились многочисленные новые данные по составу фаз, позволяющие перейти к анализу корреляционных зависимостей между составами этих минералов при различных условиях метаморфизма (Другова, Глебовицкий, 1965; Кориковский, 1967; Маракушев, 1965). Эти исследования нашли обобщение в работе Л. Л. Перчука (1967а), который утверждал, что K_{Mg}^{Gr-Am} в паре Gr—Am обусловлен реакцией ионно-обменного типа $Am_{Mg} + Gr_{Fe, Mn} = Gr_{Mg} + Am_{Fe, Mn}$ и определяется главным образом температурой, в незначительной степени зависит от давления и состава фаз (например, активности Mn, степени окисления железа). При $T > 600^\circ$ распределение Mg близко к идеальному и отклоняется от идеального закона по мере снижения температуры. Используя определенную методику, Л. Л. Перчук вывел изотермы распределения Mg на диаграмме фазового соответствия, которая явилась первым геотермометром для гранат-амфиболового равновесия. Неоднократно он (Перчук, 1967, 1970) подчеркивал, что такая термодиаграмма составлена для амфиболов и гранатов со среднестатистическими составами в отношении Ti, Al, Ca, Fe³⁺. Так, высокое содержание Ca в гранатах снижает K_{Mg-Fe}^{Gr-Am} , в результате чего снятые с диаграммы значения T оказываются в значительной степени заниженными.

Последующий анализ рассматриваемого равновесия (Mottana, 1970; Saxena, 1968a; Hübregtse, 1973) выявил ряд новых закономерностей в распределении различных элементов. Так, С. Саксена делает вывод, аналогичный выводу Л. Л. Перчука, что в высокотемпературной области для парагенезисов гранулитовой фации распределение железа близко к идеальному. Отклонение от идеальности в низкотемпературной области (например, в эпидот-амфиболитовой фации) связано, согласно С. Саксена, с влиянием на K_{Fe} содержания Mn и Ca в гранате. А именно наблюдается возрастание K_{Fe} с увеличением концентрации Ca в гранате и уменьшением содержания Mn. Интересные выводы были получены А. Моттана (Mottana, 1970), который рассмотрел парагенезис эклогитов в условиях различных температур. Для пары Gr—Am с ростом T возрастает K_{Fe}^{Gr-Am} , и на основе этого коэффициента все эклогиты можно разделить по температуре образования. Однако между каждой фацией А. Моттана отмечает разрыв значений K_{Fe}^{Gr-Am} и отсутствие его постепенного изменения с изменением температуры. С другой стороны, распределение Ca в паре Gr—Am свидетельствует о непрерывном возрастании

$K_{Ca}^{Gr-Am} = \frac{x_{Ca}^{Am}(1 - x_{Ca}^{Gr})}{(1 - x_{Ca}^{Am})x_{Ca}^{Gr}}$ с повышением температуры. Эти наблюдения при-

водят А. Моттана к выводу, что дискретный характер изменения K_{Fe}^{Gr-Am} с изменением температуры препятствует созданию удовлетворительного геотермометра на его основе в отличие от K_{Ca}^{Gr-Am} , постепенное изменение которого представляется перспективным для термометрии.

В недавней работе Дж. Хабрегтсе (Hübregtse, 1973) провел обстоятельный анализ распределения элементов в основных породах гранулитовой фации. Он показал влияние на K_D различных элементов параметров состава фаз и состава пород (табл. 4). Выявлено что распределение как Mg, так и Ca отклоняется от идеального. Так, K_{Ca}^{Gr-Am} не зависит от кальциевости породы, но существуют положительная корреляция K_{Ca}^{Gr-Am} и x_{Ca}^{Am} , X_{Mn}^{Gr} , x_{Al}^{Am} и отрицательная связь K_{Ca}^{Gr-Am} и x_{Mg}^{Am} , x_{Mg}^{Gr} , x_{Ca}^{Am} . На K_{Mg}^{Gr-Am} в некоторых группах пород сильно влияют x_{Mg}^{Am} и x_{Al}^{Am} . Дж. Хабрегтсе полагает, что распределение элементов, в частности Ca, между Gr и Am, становится более правильным и приближается к идеальному, когда рассматриваются ионы, занимаю-

щие структурно неэквивалентные позиции в амфиболе, а именно Ca и Mg. Коэффициент распределения Ca, рассчитанный на основе отношения Mg/Ca в гранате и амфиболе, не зависит от химических факторов и определяется главным образом температурой.

Таблица 4

Корреляция коэффициентов распределения K_{Mg}^{Gr-Am} и K_{Ca}^{Gr-Am} и содержание элементов (по: Hübregste, 1973) в гранатах и амфиболах из пород гранулитовой фации

Параметры	Ортопороды основного состава		Гнейсы основного состава
	центральные части зерен	края зерен	
$K_{Mg}^{Gr-Am} - x_{Mg}^{порода}$	-0.306	-0.159	-0.856
$K_{Mg}^{Gr-Am} - x_{Mg}^{Am}$	-0.634	-0.808	-0.327
$K_{Mg}^{Gr-Bt} - x_{Al}^{Am IV}$	0.220	0.847	0.336
$K_{CaO}^{Gr-Am} - x_{Ca}^{порода}$	0.576	0.394	0.378
$K_{CaO}^{Gr-Am} - x_{Ca}^{Gr}$	0.924	0.899	0.989
$K_{CaO}^{Gr-Am} - x_{Al}^{Am IV}$	0.721	0.576	0.742
$K_{CaO}^{Gr-Am} - x_{Ca}^{Am}$	-0.918	-0.970	-0.701
$K_{CaO}^{Gr-Am} - x_{Mg}^{Am}$	-0.809	-0.766	-0.325
$K_{CaO}^{Gr-Am} - x_{Ti}^{Am}$	0.816	0.741	0.313
$K_{CaO}^{Gr-Am} - x_{Mn}^{Gr}$	0.883	0.902	0.989
$K_{CaO}^{Gr-Am} - x_{Mg}^{Gr}$	-0.935	-0.839	-0.319
$x_{MgGr}^{Am} - x_{Mg}^{порода}$	—	0.703	-0.026
$x_{Am}^{Mg} - x_{Mg}^{порода}$	—	0.809	-0.440
$x_{Am}^{Al IV} - x_{Ca}^{Am}$	—	-0.569	-0.409
$x_{Am}^{Ca} - x_{Mg}^{Am}$	—	0.846	-0.098
$x_{Am}^{Ti} - x_{Ca}^{Gr}$	—	0.800	0.240
$x_{Ti}^{Am} - x_{Ca}^{Am}$	—	0.754	-0.583

Краткий обзор существующих исследований по распределению элементов между гранатом и амфиболом показывает, что накоплен большой материал, позволяющий к настоящему времени сделать следующие выводы.

1. Распределение главных породообразующих элементов, таких как Fe^{2+} , Mg, Ca, в паре гранат—амфибол отклоняется от идеального, зависит от многих факторов химического состава системы, но наряду с этим отражает изменение термодинамических параметров метаморфизма.

2. Отмечается неоднородный характер распределения как для различных $T-P$ условий, так и для различных петрогенетических групп пород, метаморфизованных в сходном термодинамическом режиме.

3. Для равновесия Gr—Am межфазовое распределение элементов во многом определяется особенностями внутрифазового распределения в амфиболе.

При анализе распределения элементов в паре гранат—амфибол породы, содержащие данное равновесие, были разделены на четыре группы, которые охватывают почти всю область стабильности парагенезисов с гранатом и кальциевым амфиболом. Эти группы могут быть успешно привязаны к петрогенетической решетке, если учесть дополнительные данные по парагенетиче-

скому анализу пород, богатых кальцием. Поскольку границы групп в ряде случаев строго не совпадают с границами фаций и субфаций (рис. 12), предлагается схема привязки (рис. 14), где используется ряд дополнительных линий моновариантного равновесия, ограничивающих поля термодинамической устойчивости выделенных групп.

I группа объединяет парагенезисы гранулитовой фации, соответствующие полю IXб и IXв (рис. 14). Большая часть анализов отобрана из гранат-амфибол-двупироксеновых гнейсов и сланцев, в ряде случаев со-

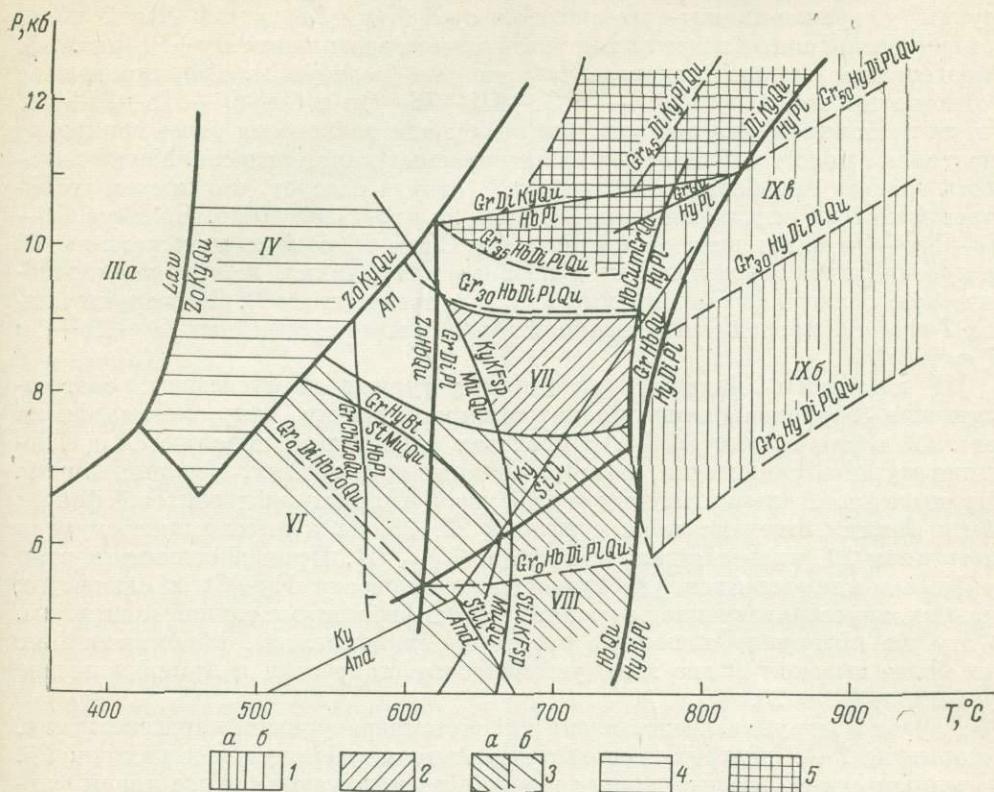


Рис. 14. Поля устойчивости групп пород, содержащих гранат и амфибол.

- 1 — I группа: а — комплексы умеренного P , б — комплексы высокого P ; 2 — группа II;
 3 — группа III: а — высокотемпературная подгруппа, б — низкотемпературная подгруппа;
 4 — группа IV; 5 — комплекс пород Северо-Западной Испании.

держащих кварц. Характер парагенезисов и состав фаз в наиболее полиминеральных парагенезисах позволяют конкретизировать поля устойчивости отдельных парагенезисов, отвечающих субфациям 28, 31, или линии моновариантного равновесия $Gr + Hu + Di + Hb + Pl + Qu$, разделяющей гранулитовую и амфиболитовую фации. Со стороны низких P и высоких T поле стабильности рассматриваемых парагенезисов ограничено линией фиксированного состава $Gr_0 + Hu + Di + Pl + Qu$ (рис. 14), а со стороны высоких P — линией $Gr_{50} + Hu + Di + Pl + Qu$. Со стороны низких T пограничной кривой выступает линия моновариантного равновесия $Gr + Hu + Di + Hb + Pl + Qu$. В пределах I группы следует выделить подгруппу пород, состоящую из пятиминеральных парагенезисов $Gr + Hu + Hb + Pl + Qu$ и $Gr + Di + Hb + Pl + Qu$, которые представляют субфацию роговообманковых гранулитов, согласно некоторым существующим классификациям фаций. На $T-P$ диаграмме (рис. 14) поле устойчивости парагенезисов этой подгруппы расположено слева от пограничной линии, разделяющей фации алмандиновых амфиболитов и гранулитов, и перекрывается с полем субфации 26 в высокотемператур-

ной части. Со стороны низких T , а также высоких P оно ограничено линиями разложения $\text{H}_2\text{O}-\text{Pl}$ равновесия. В качестве нижнего предела по P может рассматриваться линия постоянного состава $\text{Gr}_{25-30} + \text{Di} + \text{Hb} + \text{Pl} + \text{Qu}$. В целом данная группа пород формируется в интервале $T = 750-900^\circ\text{C}$ и $P = 7-10$ кб.

II группа включает ассоциации с гранатом и амфиболом из пород, прошедших метаморфизм фации альмандиновых амфиболитов, который соответствует серии B_2 . В пределах таких комплексов гнейсы, бедные CaO , содержат парагенезис $\text{Ku} + \text{Ort}$, что и определяет принадлежность данной группы к гранат-кианит-ортоклазовой субфации (26) в той части поля, которое расположено левее линии устойчивости ассоциации $\text{H}_2\text{O} + \text{Pl}$ (рис. 14). Парагенезисы можно подразделить на две подгруппы, сформированные в одном и том же интервале $T-P$: $\text{Gr} + \text{Hb} + \text{Pl} + \text{Qu}$ и $\text{Gr} + \text{Di} + \text{Hb} + \text{Pl} + \text{Qu}$. Линии постоянной железистости для последнего равновесия более конкретно определяют поле устойчивости рассматриваемых парагенезисов. Магнезиальность граната колеблется от 15 до 30%, откуда следует, что предел устойчивости по P не опускался ниже 7 и вряд ли превышал 10 кб. Наличие $\text{Gr}-\text{Hb}-\text{Ku}-\text{Qu}$ парагенезисов и отсутствие $\text{Csm}-\text{Pl}$ содержащих ассоциаций не противоречит такому выводу и позволяет ограничить данную термодинамическую область со стороны высоких T и пониженных P . Со стороны низких T граница проводится по реакции образования парагенезиса $\text{Zo} + \text{Hb} + \text{Qu}$ ($T \approx 600^\circ$).

III группа включает разнотемпературные парагенезисы, соответствующие барровианскому кианит-силлиманитовому типу метаморфизма (рис. 12, серия B_1 или B_1/B_2). В пределах этой группы выделяются среднетемпературные равновесия, сформированные в условиях, которые близки к границе фации альмандиновых амфиболитов и эпидот-амфиболитовой фации; обеим фациям отвечают поля субфаций 22, 23, 24 и высокотемпературная часть поля 20, примыкающая к границе VI-VII. Принадлежность к этим субфациям определяется устойчивостью равновесия $\text{Ku} + \text{St}$ в слюдяных сланцах, переслаивающихся с гранатовыми амфиболитами данной подгруппы. В эту же подгруппу попадают некоторые парагенезисы, сформированные при более высоком P вне зоны устойчивости ставролита и принадлежащие субфациям 21 и 25.

Другая подгруппа представлена высокотемпературными парагенезисами, которым на $T-P$ диаграмме соответствуют поля субфаций 27 и частично 26. Во втором случае имеется в виду область, расположенная ниже линии фиксированного состава $\text{Gr}_{15} + \text{Di} + \text{Hb} - \text{Pl} + \text{Qu}$. Контроль по сосуществующим метapelитам указывает на область перехода от кианитсодержащих гнейсов к силлиманит-содержащим. Наряду с этим в кальциевых породах отмечается появление $\text{Csm}-\text{Pl}$ равновесия. Таким образом, III группа объединяет парагенезисы, сформированные в широком интервале T ($500-700^\circ$) и P (5-8 кб), и требует более детального расчленения по мере появления новых данных о химизме минералов.

IV группа представлена парами $\text{Gr}-\text{Hb}$ из зон метаморфизма высокого P , которые отобраны главным образом из сланцев глаукофан-цоизитовой и цоизит-кианитовой фаций (поля III-а и IV) и эклогитов, залегающих в низкотемпературных сланцевых комплексах соответствующих фаций. Принадлежность к этим фациям устанавливается по развитию глаукофана в присутствии цоизита и кварца, а также по наличию равновесия $\text{Ku}-\text{Zo}-\text{Qu}$ ($\pm \text{Mus}$). Исключение составляют образцы 8 и 68, принадлежащие к эклогитам более высокотемпературных ступеней метаморфизма. Представляется, что $\text{Gr}-\text{Hb}$ равновесия данной группы формировались при давлениях, превышающих 9 кб, в большом температурном интервале ($T \approx 400-800^\circ$).

Из рассматриваемых четырех групп первые две характеризуются относительно узкими температурными пределами метаморфизма и поэтому являются наиболее пригодными для исследования зависимости коэффициентов распределения Mg и Fe^{2+} между гранатами и амфиболами от состава этих

минералов в отношении содержания других катионов. В качестве переменных нами были выбраны содержания катионов Fe^{2+} , Mn^{2+} , Ca^{2+} в гранатах, Al_{IV} , Fe^{2+} в амфиболах, а также коэффициент распределения алюминия между различными координационными позициями ($K_{\text{Al}_{\text{VI}}-\text{Al}_{\text{IV}}}^{\text{Am}}$) и доля натрия в сумме катионов, заселяющих восьмерную и десятичную позиции в структуре амфиболов ($\frac{\text{Na}}{\text{Na} + \text{K} + \text{Ca}}$). Коэффициенты уравнений многомерной регрессии при указанных переменных приведены в табл. 5. Они показывают различную степень зависимости коэффициентов распределения $K_{\text{Mg}-\text{Fe}}^{\text{Gr}-\text{Am}}$, $K_{\text{MgO}}^{\text{Gr}-\text{Am}}$ и $K_{\text{CaO}}^{\text{Gr}-\text{Am}}$ от состава гранатов и амфиболов. Как видно из данной табл. 5, распределение Mg и Fe^{2+} между гранатом и амфиболом не является идеальным, так как зависимость от содержания Fe^{2+} в обоих минералах является значимой.

Поскольку изменение содержания закисного железа в гранате на одну ат. ед. сопровождается изменением содержания того же железа в сосуществующем амфиболе приблизительно на две ат. ед. и отрицательный по знаку коэффициент при Fe^{2+}Gr примерно в 1.5—2 раза более коэффициента при Fe^{2+}Am , то влияние неидеальности распределения на величины $K_{\text{Mg}-\text{Fe}}^{\text{Gr}-\text{Am}}$ оказывается незначительным. Значимые коэффициенты получены также при Ca^{Gr} и Mn^{Gr} . Они отрицательны по знаку, т. е. увеличение содержания катионов Ca^{2+} и Mn^{2+} в гранатах должно уменьшать величину $K_{\text{Mg}-\text{Fe}}^{\text{Gr}-\text{Am}}$. Содержание Mn^{2+} в гранатах колеблется в пределах от 0.01—0.03 до 0.15—0.17 ат. ед., т. е. максимальное уменьшение коэффициента вследствие увеличения содержания марганца может составить 0.08—0.10. Влияние Ca несколько более значительно, так

Таблица 5

Значения коэффициентов в уравнениях многомерной регрессии, отражающих зависимость $K_{\text{Gr}-\text{Am}}$ от состава минералов

Группа	n	Гранат					Амфибол			
		α_0	Fe^{2+}	Mn^{2+}	Ca^{2+}	$\text{Al}_{\text{IV}}^{3+}$	Fe^{2+}	$K_{\text{Al}_{\text{VI}}-\text{Al}_{\text{IV}}}^{\text{Am}}$	$\frac{\text{Na}}{\text{Na} + \text{K} + \text{Ca}}$	
I II	28	0.314 ± 0.102	-0.277 ± 0.046	-0.728 ± 0.263	$K_{\text{Mg}-\text{Fe}}^{\text{Gr}-\text{Am}}$ -0.233 ± 0.073	0.161 ± 0.039	0.194 ± 0.028	0.118 ± 0.075	-0.132 ± 0.066	
	30	0.595 ± 0.143	-0.216 ± 0.077	-0.519 ± 0.158	-0.286 ± 0.051	0.052 ± 0.059	0.110 ± 0.027	0.031 ± 0.071	-0.063 ± 0.190	
I II	28	0.740 ± 0.174	-0.180 ± 0.076	-0.882 ± 0.447	$K_{\text{Mg}}^{\text{Gr}-\text{Am}}$ -0.398 ± 0.123	0.238 ± 0.066	0.019 ± 0.048	0.252 ± 0.127	0.169 ± 0.112	
	30	1.174 ± 0.279	-0.041 ± 0.150	-0.921 ± 0.308	-0.576 ± 0.099	0.128 ± 0.116	0.005 ± 0.053	0.002 ± 0.139	-0.142 ± 0.370	
I II	28	-0.262 ± 0.305	-0.097 ± 0.133	1.243 ± 0.785	$K_{\text{Ca}}^{\text{Gr}-\text{Am}}$ 0.977 ± 0.216	0.180 ± 0.115	0.002 ± 0.084	0.266 ± 0.224	0.022 ± 0.196	
	30	-0.053 ± 0.078	0.051 ± 0.084	0.084 ± 0.172	0.946 ± 0.055	0.053 ± 0.065	0.066 ± 0.030	0.080 ± 0.078	0.579 ± 0.207	

как его содержание в гранатах, равновесных с амфиболом, в породах I группы колеблется в пределах 0.3—0.7 ат. ед., а в породах II группы — от 0.47 до 1.12 ат. ед. Поэтому максимальное изменение K_{Mg-Fe}^{Gr-Am} вследствие увеличения в гранате кальция в I группе будет составлять -0.10 , а во второй — (-0.18) . Поскольку содержания этих двух катионов в гранатах не являются взаимозависимыми, то суммарное влияние их на величину коэффициента может быть достаточно существенным.

В составе амфиболов, помимо содержания Fe^{2+} , на величину K_{Mg-Fe}^{Gr-Am} влияет количество алюминия, изоморфно замещающего кремний в тетраэдрической позиции структуры амфиболов. Это влияние положительно по знаку и с учетом колебания содержаний Al_{IV} в структурах амфиболов от 1.22 до 2.42 ат. ед. в I группе и от 0.63 до 2.0 ат. ед. — во II группе может вызвать в пределе увеличение коэффициента на 0.24—0.25. Степень же распределения Al между двумя различными по координации позициями (тетраэдрической и октаэдрической) в структуре амфиболов $K_{Al_{IV}-Al_{IV}}^{Am}$ не влияет на величину K_{Mg-Fe}^{Gr-Am} , так как коэффициенты при этой переменной не значимы.

Наши данные не позволяют с достаточной достоверностью (с вероятностью P не менее 95%) решить вопрос о том, влияет ли содержание Na, вернее его доля по отношению к элементам, заселяющим позиции X и A в структурах амфибола, на распределение Fe^{2+} и Mg между гранатом и амфиболом. Вероятнее всего это влияние очень слабо. Однако на величину коэффициента распределения Mg (K_{Mg}^{Gr-Am}) влияние доли Na устанавливается: коэффициент при $\frac{Na}{Na + Ca + K}$ значимый и имеет положительный знак.

Распределение Ca между гранатом и амфиболом неидеально, содержание же других катионов как в структуре гранатов, так и в структуре амфиболов не сказывается на нем: при учете степени отклонения от идеального распределения Ca в равновесии гранат—амфибол будет отражать лишь изменение термодинамических параметров метаморфизма. Это и является преимуществом данного коэффициента по сравнению с K_{Mg}^{Gr-Am} и особенно K_{Mg-Fe}^{Gr-Am} , который зависит как от состава гранатов, так и от состава амфиболов.

Гранат—моноклинный пироксен

При анализе закономерностей изменения составов минералов в связи с изменением T и P в паре гранат—клинопироксен имеющиеся в нашем распоряжении проанализированные пары были разделены на четыре группы. Выделение таких групп для данного парагенезиса сопряжено со значительными трудностями вследствие специфики развития этого парагенезиса в метаморфических комплексах. В большинстве случаев парагенезис граната и клинопироксена развит в породах, образующих изолированные тела, — линзы, будины, интрузии в супракрустальных толщах. Вследствие этого равновесность этой минеральной пары с парагенетическими ассоциациями вмещающих пород часто вызывает сомнение. Неравновесность парагенезиса может быть как по давлению — вследствие возможного развития автоклавного эффекта (Добрецов, 1974) в замкнутых объемах, так и по температуре — в том случае, когда метаморфизму подвергается раскристаллизованная, но еще не остывшая интрузия. По-видимому, именно этим и объясняется тот факт, что «эклогитовые» парагенезисы встречаются часто как реликтовые. Несмотря на это, многими исследователями устанавливается отчетливая связь состава граната и клинопироксена с характером метаморфизма вмещающих толщ. Этот факт свидетельствует о том, что в большинстве случаев достигается равновесие «эклогитовых» парагенезисов с условиями регионального метаморфизма вмещающих супракрустальных толщ.

Учитывая все сказанное и исходя из задач настоящей работы при отношении каждой конкретной пары к одной из четырех групп, мы руководство

вались прежде всего анализом парагенезиса минералов эклогитов и эклогитовых сланцев и вмещающих их пород и в редких случаях вносились коррективы с позиций уже установленных закономерностей составов граната и клинопироксена. Каждый такой случай будет оговорен особо.

В группу I объединены гранатово-клинопироксеновые парагенезисы, ассоциирующиеся в глаукофановыми сланцами, содержащими лавсонит или без него (поля III и IIIa). В эту же группу включены гранат и моноклинный пироксен из гранат-пироксено-амфиболитового сланца палеозойской толщи восточной части п-ова Тайгонос (Мишкин и др., 1969). Авторы указанной работы не описывают глаукофановых парагенезисов и не определяют тип метаморфизма, но пространственно эта часть полуострова тяготеет к Пенжинскому глаукофан-сланцевому поясу.

На петрогенетической сетке эта группа пород отвечает широкому полю T (200—460°) и P (3—11 кб): со стороны высоких T ограничивается линией устойчивости глаукофан-лавсонитовых (при низких P) и глаукофан-цоизитовых (при высоких P) парагенезисов, со стороны высоких P границей можно считать линию фиксированного состава, отвечающую отношению $Gd/Di = 50/50$ (рис. 8). Таким образом, если для этой группы давление и поднималось до 11 кб, то только при максимальных температурах (~450—460°).

Группы II-1 и II-2 объединяют гранато-пироксеновые парагенезисы из метаморфических комплексов соответственно фации альмандиновых амфиболитов (рис. 12, поле VII) и гранулитовой фации умеренных и высоких давлений (поле IXб и IXв).

По давлению эти две группы не отличаются, а по температуре разделяются линией монвариантного равновесия $Gr + Hb + Qu \rightleftharpoons Hу + Di + Pl$, которая отвечает $T \approx 750^\circ$ и располагается почти параллельно оси P . Со стороны низких температур группа II-1 ограничена линией устойчивости глаукофановых парагенезисов в самой высокотемпературной ее части (~480°), не опускающейся ниже точки пересечения с эквипотенциальной линией $Gr_{10} + Di + Hb + Zo + Qu$, которая ограничивает поле устойчивости парагенезисов II-1 со стороны низких давлений (~6—9 кб).

В эту же группу отнесены гранат-клинопироксеновые парагенезисы, образующиеся по давлению выше линии равновесия $Hb + Pl = Gr + Di + Ky + Qu$, т. е. выше $P = 11$ кб и при сравнительно низких температурах (Другова, Прияткина, 1974, анализы № 5, 7—10, 14—15), и гроссидиты, которые, по мнению В. С. Соболева, образуются при $T \sim 500^\circ$ и $P \sim 20$ кб.

Группа II-2 объединяет высокотемпературные парагенезисы, образовавшиеся в поле устойчивости ромбических пироксенов ($> 750^\circ$), или эклогитовые парагенезисы, образующиеся по ортопородам, которые развиты среди пород амфиболитовой фации, но для которых авторы предполагают более глубинное происхождение (например, анализы № 12, 13). Давление для этих пород колеблется в пределах не ниже 8 кб (устойчивость Gr_{20} с $Hу$, Di , Pl и Qu) и не выше 11—12 кб (коровые эклогиты).

Последняя группа III объединяет парагенезисы Gr и Mpx , встреченные только в ксенолитах кимберлитовых трубок. Эти эклогиты образуются при T не ниже 800—900° и P выше 12 кб, соответствующем переходу $Hу + Pl \rightarrow Gr + Di + Ky + Qu$ при $T \sim 850^\circ$. Сюда относятся ассоциации высокомагнезимального граната с пироксеном, в котором Jd/Di не ниже 20/80.

Анализ зависимости коэффициентов распределения Fe и Mg $K_{Mg=Fe}^{Gr=Mpx}$, $K_{MgO}^{Gr=Mpx}$, $K_{FeO}^{Gr=Mpx}$ был произведен для двух групп эклогитов и эклогитоподобных пород, ассоциирующих с породами фации альмандиновых амфиболитов (группа II-1) и с породами гранулитовой фации умеренных и высоких давлений (группа II-2). Для этих двух групп были рассчитаны уравнения многомерной регрессии, отражающие зависимость значений коэффициентов $Mg-Fe$ распределения между гранатом и моноклинным пироксеном от их состава. В качестве переменных были выбраны содержания катионов Fe^{2+} , Mg^{2+} , Ca^{2+}

Таблица 6
Значения коэффициентов в уравнениях многомерной регрессии, отражающих зависимость K_{Gr-Rx} от состава минералов

Группа	n	Гранат			Моноклиновый пироксен			K_{Gr-Mrx} K_{Al}	K_{Gr-Mrx} K_{Ca}
		α_0	Fe^{2+}	Mn^{2+}	Ca^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}		
II-1	31	0.320 ± 0.206	-0.312 ± 0.121	2.189 ± 0.456	-0.152 ± 0.131	2.189 ± 0.573	0.413 ± 0.208	0.0001 ± 0.0003	0.024 ± 0.030
	33	0.501 ± 0.120	-0.240 ± 0.068	-0.914 ± 0.643	-0.326 ± 0.184	0.093 ± 0.339	4.278 ± 0.253	-0.008 ± 0.004	0.092 ± 0.104
II-1	31	1.905 ± 0.137	-0.622 ± 0.063	-1.144 ± 0.235	-0.672 ± 0.068	0.976 ± 0.296	0.109 ± 0.107	-0.0001 ± 0.000	0.059 ± 0.005
	33	3.164 ± 2.017	-1.485 ± 1.137	9.543 ± 10.789	-4.924 ± 3.104	-1.536 ± 5.692	7.602 ± 4.254	-0.089 ± 0.072	2.251 ± 1.750
II-1	31	8.012 ± 6.241	-0.196 ± 2.850	-5.000 ± 10.711	-1.215 ± 3.072	12.986 ± 13.460	-12.284 ± 4.883	0.027 ± 0.065	0.353 ± 0.065
	33	4.617 ± 2.221	4.366 ± 1.252	19.188 ± 11.883	-7.249 ± 3.419	-1.425 ± 6.270	36.510 ± 4.685	0.142 ± 0.080	4.156 ± 1.927

в гранатах, Fe^{2+} , Fe^{3+} в пироксенах, а также коэффициенты распределения Al и Ca между ними. Коэффициенты этих уравнений приведены в табл. 6, из которой видно, что распределение Mg и Fe^{2+} в сосуществующих гранатах и моноклиновых пироксенах не является идеальным. Зависит ли степень отклонения от идеальности от температуры, сказать трудно. На величину K_{Mg-Fe}^{Gr-Mrx} влияет содержание Mn^{2+} в гранате и Fe^{3+} в пироксене. Обе зависимости положительны по знаку. Хотя содержание этих катионов в гранатах и пироксенах незначительны, суммарный эффект может быть существенным, так как коэффициенты при этих переменных большие. Так, увеличение количеств каждого из этих катионов (Mn^{2+} в гранате и Fe^{3+} в пироксене) приблизительно на 0.1 ат. ед. должно привести к увеличению K_{Mg-Fe} на 0.4. В этой ассоциации не проявлено отчетливо влияние Ca на Mg—Fe распределение. Незначительными оказались также коэффициенты при переменных K_{Al}^{Gr-Mrx} и K_{Ca}^{Gr-Mrx} , т. е. распределение Al и Ca между гранатом и пироксеном не влияет на распределения Fe^{2+} и Mg между ними.

Коэффициент распределения K_{Mg}^{Gr-Mrx} также характеризуется зависимостью от содержаний Mn^{2+} и Ca^{2+} в гранатах и Fe^{3+} в пироксенах.

Исследование эффективности некоторых минералогических термометров и барометров

Гранат—биотит

Гранат-биотитовый термобарометр.

При расчете уравнений смещенного равновесия можно убедиться в том, что составы гранатов в дивариантных парагенезисах $Ky + Gr + Bt + KFsp$,

Sill+Gr+Bt+KFsp и Bt+Gr+Cord+KFsp кварцсодержащих пород определенным образом связаны с T и P . Однако экстраполяция экспериментальных данных в область умеренных температур не дает желаемого результата, так как получаемые по диаграмме (рис. 12) оценки давления оказываются явно завышенными. Это вызвано низкой точностью термодинамических расчетов линий фиксированных составов гранатов и не вполне корректными исходными экспериментальными данными. Попробуем уточнить гранат-биотитовый термометр и барометр, основываясь на выведенных ранее (Глебовицкий и др., 1972) уравнениях связи T и P с коэффициентами распределения Mg, Fe и Al между минералами парагенезиса Gr+Bt+Sill (Ky).

Распределение Mg между Gr и Bt, хотя и не является вполне идеальным, но приближается к нему в области высоких температур. Следовательно, отградуировав по T величины K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt} для средних значений магнезиальности граната и биотита, можно построить симметричные изотермы на диаграмме фазового соответствия $x_{Mg}^{Gr} - x_{Mg}^{Bt}$ (рис. 15). Учитывая статистически найденные зависимости K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt} от магнезиальности сосуществующих минералов, можно найти максимальные погрешности в определении температуры, связанные с неидеальностью распределения. Для $T=600^\circ$ $\Delta T \approx 70^\circ$, для $T=700^\circ$ $\Delta T \approx 65^\circ$, для $T=800^\circ$ $\Delta T = 40^\circ$.

Получаемые по диаграмме $x_{Mg}^{Gr} - x_{Mg}^{Bt}$ значения температур метаморфизма некоторых хорошо исследованных комплексов кажутся вполне реальными и хорошо согласуются с другими независимыми оценками. Действительно, температура гранатовой зоны ладожского комплекса (рис. 16) оказывается равной 500° , ставролитовой зоны (закартированная по калиевым метапелитам) — $550-620^\circ$, силлиманит-мусковитовой зоны — $610-680^\circ$, зоны мигматитов (включая

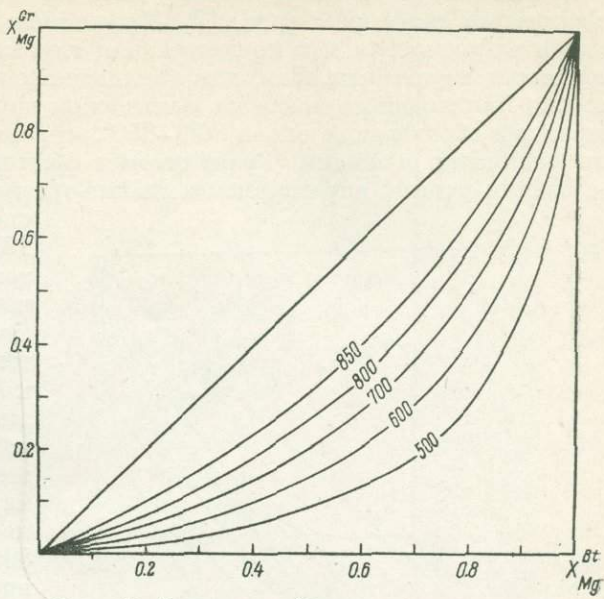


Рис. 15. Диаграмма фазового соответствия $X_{Mg}^{Gr} - X_{Mg}^{Bt}$.

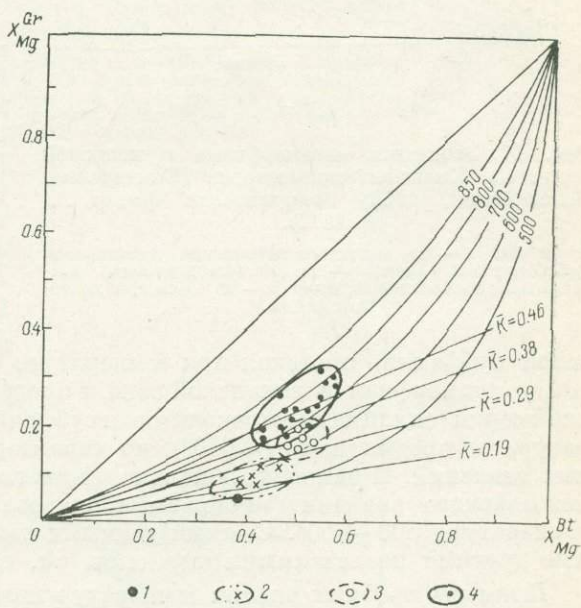


Рис. 16. Условия метаморфизма в Северном Приладожье (Гранаты и биотиты. . . , 1964; Геологическое развитие. . . , 1970; Великославинский, 1972).

Gr и Bt: 1 — из гранатовой зоны; 2 — из ставролитовой зоны; 3 — из силлиманит-мусковитовой зоны; 4 — из зоны мигматизации амфиболитовой фации и зоны гранулитовой фации.

гранулитовую фацию) — 680—850°. Хорошие результаты получены при определении температур гранулитового метаморфизма кольской серии и ее последующего диафтореза (рис. 17). Предлагаемый метод термометрии оказывается эффективным и в применении к глубинным комплексам, в которых кордиерит неустойчив. Так, для лапландских гранулитов в пределах Беломорско-Лапландского пояса на Балтийском щите получены стабильные температуры образования около 800—850°, что хорошо согласуется с другими независимыми оценками (Гранулитовая фация. . ., 1972). Температура образования ранних парагенезисов кианит-ортоклазовой субфации в беломорском комплексе (Володичев, 1975) оценивается в 700—750°, тогда как для поздних парагенезисов кианитовых гнейсов Беломорья (рис. 18) значения температур заметно ниже (600 и 550°). Совершенно четкие различия в величинах температур получаются (рис. 19) при сравнении составов биотитов и гранатов из станового и алданского комплексов (620—690 и 750—800° соответственно). В то же время гранулиты западной и южной частей Алданского щита мало отличаются по значениям температур.

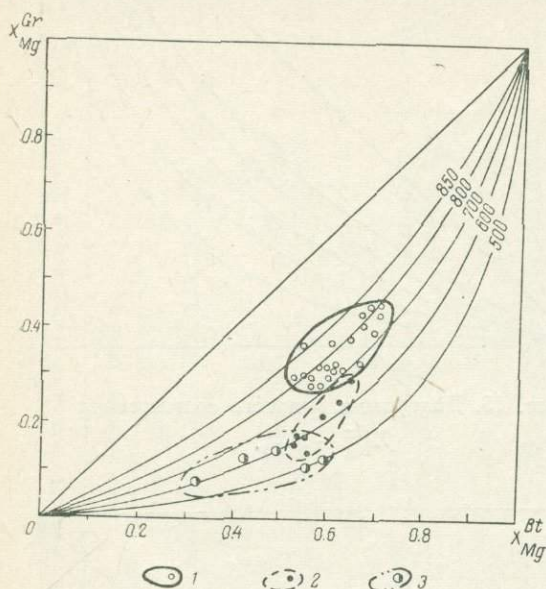


Рис. 17. Эволюция метаморфизма в кольской серии на Кольском полуострове (Бондаренко, Дагелайский, 1968; Гранулитовая фация. . ., 1972).

Gr и Bt: 1 — из андалузитсодержащих диафторитов амфиболитовой фации; 2 — из кианитсодержащих диафторитов амфиболитовой фации; 3 — из пород гранулитовой фации.

зовой субфации) протекал при температуре 600—700°. Второй наложенный (Pt_2) метаморфизм в ваханской зоне и прогрессивный метаморфизм аличурской серии (силлиманит-мусковитовая субфация) почти не отличался по температуре от предыдущего (~650°), но характеризовался условиями пониженных давлений. И наконец, локально проявленный в докембрии метаморфизм мезозойского времени (эпидот-амфиболитовая фация) дает на диаграмме температуру 500—550°. С этими данными совпадают температуры, полученные другими независимыми методами (см. гл. V).]

Примеры пробных оценок температур метаморфизма хорошо исследованных комплексов можно было бы продолжить. Однако уже из сказанного вытекает, что предложенный термометр дает вполне удовлетворительные результаты.

На приведенных диаграммах фазового соответствия парагенезисы граната и биотита, сформировавшиеся при сходных температурах, различаются по величине коэффициента разделения $\bar{K} = \frac{x_{Mg}^{Gr}}{x_{Mg}^{Bt}}$. Пары же, близкие по этому

признаку, оказываются часто отличными по температуре кристаллизации. Сопряженные изменения величин K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt} и \bar{K} вполне закономерны. Чтобы понять сущность этих закономерностей, обратим внимание на то, что линии

эволюцию метаморфизма в докембрийских комплексах Юго-Западного Памира также хорошо демонстрирует диаграмма фазового соответствия (рис. 20). Температура раннего ($AR?$) метаморфизма гранулитовой фации, определенная по данной диаграмме, составляет 750—850°, первый наложенный (Pt_{1-2}) метаморфизм (условия гранат-биотит-кианит-ортоклазовой субфации) протекал при температуре 600—700°. Второй наложенный (Pt_3) метаморфизм в ваханской зоне и прогрессивный метаморфизм аличурской серии (силлиманит-мусковитовая субфация) почти не отличался по температуре от предыдущего (~650°), но характеризовался условиями пониженных давлений. И наконец, локально проявленный в докембрии метаморфизм мезозойского времени (эпидот-амфиболитовая фация) дает на диаграмме температуру 500—550°. С этими данными совпадают температуры, полученные другими независимыми методами (см. гл. V).]

Эволюцию метаморфизма в докембрийских комплексах Юго-Западного Памира также хорошо демонстрирует диаграмма фазового соответствия (рис. 20). Температура раннего ($AR?$) метаморфизма гранулитовой фации, определенная по данной диаграмме, составляет 750—850°, первый наложенный (Pt_{1-2}) метаморфизм (условия гранат-биотит-кианит-ортокла-

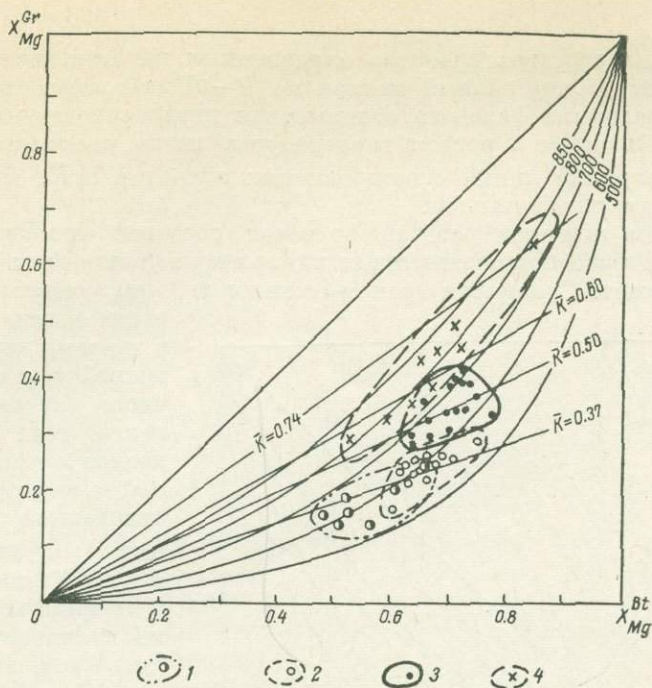


Рис. 18. Условия метаморфизма пород в Беломорско-Лапландской зоне (Володичев, 1975; Гранулитовая фация. . ., 1972; Крылова, Прияткина, 1976; Шлайфштейн, 1973).

Gt и Bt: 1 — из гранат-биотит-кианит-мусковитовой субфации амфиболитовой фации; 2 — из гранат-биотит-кианит-микроклиновой субфации амфиболитовой фации; 3 — из гранат-биотит-ортоклазовых гнейсов (ранние ассоциации Беломорья); 4 — из гранулитов лапландского типа.

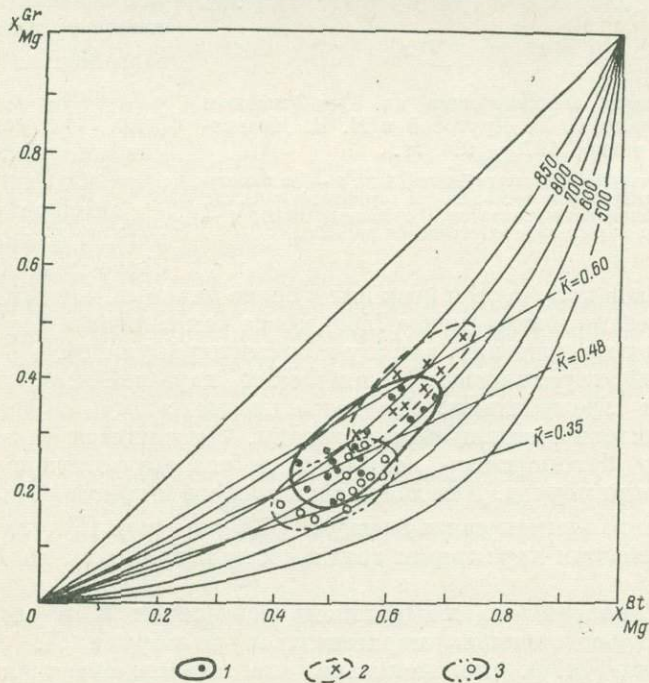


Рис. 19. Условия метаморфизма на Алданском щите и в Становой зоне (Геология и петрология. . ., 1965; Гранулитовая фация. . ., 1972).

Gt и Bt: 1 — из гранулитов Алданского щита; 2 — из гранулитов сутацкого комплекса и свиты Зверева; 3 — из диафортитов амфиболитовой фации в Становой зоне и станового комплекса.

фиксированных составов гранатов в различных парагенезисах с участием биотита имеют отрицательный наклон на $P-T$ диаграмме (рис. 12). Если учесть по диаграмме фазового соответствия перераспределение Mg между гранатом и биотитом с ростом температуры, легко рассчитать положение на $P-T$ диаграмме линий фиксированных значений $\ln \bar{K}$, которые также имеют отрицательный наклон.

Рассмотрим причины разделения точек составов граната и биотита на диаграмме фазового соответствия на примере конкретных метаморфических комплексов. Сравнивая гранат-биотитовые пары гранулитов западной

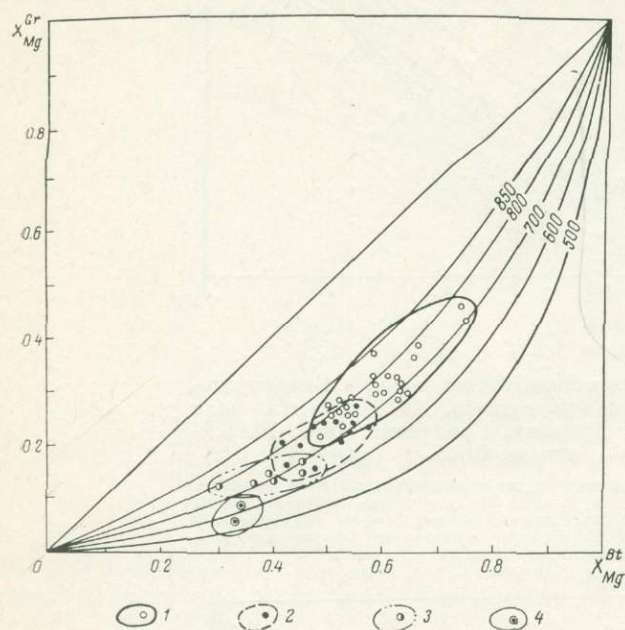


Рис. 20. Эволюция метаморфизма на Юго-Западном Памире (материалы Г. М. Друговой и Н. И. Московченко, 1970—1974 гг.).

Gr и Bt: 1 — из гранулитов раннего цикла (Ar[?]); 2 — из диафторитов гранат-биотит-кианит-ортоклазовой субфации (Pt₁₋₂[?]); 3 — из пород силлиманит-мусковитовой субфации (Pt₃[?]); 4 — из пород эпидот-амфиболитовой фации (Mz).

части Алданского щита с парами из гранулитов южной части щита (в том числе сутамского комплекса) (рис. 19), мы убеждаемся в том, что при равной температуре последние отличаются заметно большими значениями \bar{K} (0.48 и 0.59 соответственно). Очевидно, что такое смещение составов можно объяснить только резко различной глубиной метаморфизма. Эти различия были ранее зафиксированы многими исследователями (Маракушев, 1965; Кицул, 1971; Гранулитовая фация. . ., 1972). В гранулитах кольской серии намечается прямая связь между величинами K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt} и \bar{K} . Это значит, что вариации \bar{K} (рис. 17) обусловлены изменением температуры кристаллизации (от 700 до 850°). Температуры раннего метаморфизма беломорского комплекса в большинстве случаев получаются несколько более низкими, чем температуры гранулитового метаморфизма (менее 750°), тогда как величина \bar{K} у них меняется примерно в тех же пределах, как и у кольских гранулитов, что можно объяснить большей глубиной беломорских парагенезисов по сравнению с кольскими гранулитами. Подтверждением этому служат найденные О. И. Володичевым кианитовые эклогиты, относящиеся также к раннему метаморфизму беломорского комплекса и свидетельствующие о высоких давлениях в этот период. Для ладожских гнейсов и кристаллических сланцев устанавливается прямая связь между K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt} и \bar{K} (рис. 16), что можно объяснить изобарическим характером зональности и влиянием на \bar{K} только температуры.

Влияние давления на коэффициент разделения \bar{K} в сосуществующих минералах Stv-содержащих парагенезисов разобрали Л. Л. Перчук и В. В. Федькин (1974). Они показали, что перемещение точки по изотерме в сторону увеличения магнезиальности обоих минералов на диаграммах фазового соответствия вызывается повышением давления.

Попытаемся отградуировать величину \bar{K} и получить гранат-биотитовый термобарометр, пригодный для практического применения. Для этого вос-

пользуемся данными по четырем опорным группам пород, условия формирования которых исследованы достаточно хорошо. Первая группа — это гранат-биотит-кианит (силлиманит)-микроклин (мусковит)-плагноклазовые гнейсы станового комплекса, метаморфизованные при $T=650^\circ$, $P=6.5$ кб ($\ln \bar{K}_{\text{ср}} = -1.00$). Вторая группа — сланцы зоны силлиманит-гранат-мусковит-биотитовой субфации в ладожском комплексе, характеризующейся небольшими вариациями температуры и давления ($P=4.5-5$ кб, $T=660-670^\circ$, $\ln \bar{K}_{\text{ср}} = -1.07$). Третья группа — кордиерит-биотит-гранатовые гнейсы зоны перехода амфиболитовой фации к гранулитовой ладожского комплекса, для которой устанавливается в среднем $T=750^\circ$, $P=4.5$ кб, $\ln \bar{K}_{\text{ср}} = -0.77$. Четвертая группа — гранат-гиперстен-силлиманит-биотитовые гнейсы района Порьей губы: $T=800^\circ$, $P=10$ кб, $\ln \bar{K}_{\text{ср}} = -0.38$. На основании этих данных были найдены $P-T$ координаты линий фиксированных значений $\ln \bar{K}$ в различных парагенезисах. После этого диаграмма скорректирована на основании данных табл. 7 для области устойчивости кордиеритовых парагенезисов так, что среднее отклонение P , определенного по диаграмме, от величины P , вычисленного по уравнениям множественной регрессии, приняло минимальное значение.

Полученная таким путем диаграмма приведена на рис. 21, а условия формирования парагенезисов биотита, кордиерита и граната, определенные предлагающимся здесь способом, — в табл. 7.

Проверим эффективность гранат-биотитового барометра на материалах по рассмотренным выше метаморфическим комплексам. Для лапландских гранулитов, температура формирования которых отличается удивительным постоянством, величина $\ln \bar{K}$ меняется в очень широких пределах, что соответствует вариациям давления от 7.5 до 11 кб. Определения эти не очень надежны, так как проанализированными оказались главным образом гранаты и биотиты из трехвариантных парагенезисов $\text{Bt} + \text{Gr} + \text{Pl} + \text{Kfsp}$. Исключение представляют два образца $\text{Bt} - \text{Gr} - \text{Sill} - \text{Kfsp}$ гнейсов, по которым определено давление в 9 кб. Более точными оказались данные по кианит-гранат-биотитовым гнейсам, сформированным на ранних стадиях метаморфизма беломорского комплекса, по которым получена средняя величина давления 8.0 кб (рис. 21). Поздние (протерозойские) парагенезисы глиноземистых гнейсов беломорского комплекса, сформированные при температуре около 600° , т. е. примерно при температуре дегидратации мусковита, дают давление около 7.0 кб, что хорошо согласуется с данными, приводимыми Н. И. Московченко (1974) для протерозойского метаморфизма района Кукасозера и Нотозера в Северной Карелии, а также с оценками величины P , произведенными Л. Л. Перчуком (1973) на основании тех же данных для так называемой карельской фации глубинности. Самые поздние парагенезисы

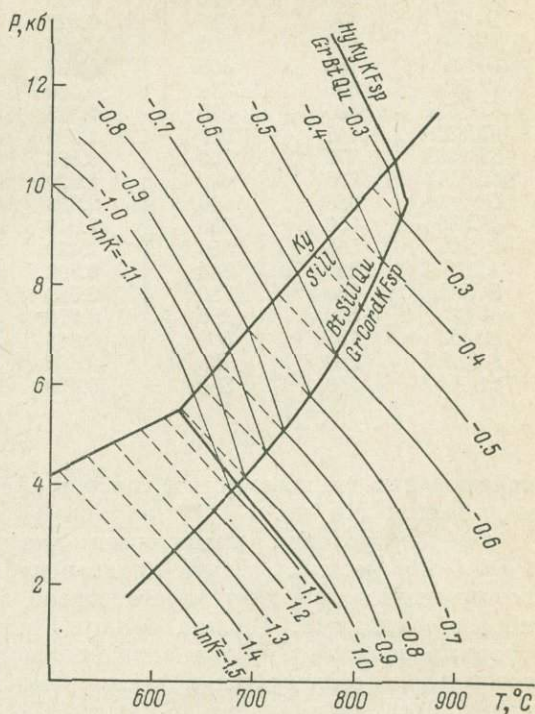


Рис. 21. Диаграмма $P-T$ для определения давления по T и $\ln \bar{K}$.

Условия образования парагенезисов биотит-гранат-кордиеритовых гнейсов

Номер образца	T, °C		$-\ln K_{Mg}^{Gr-Bt}$	P, кб		Литературный источник
	по уравнениям	по диаграмме, рис. 15		по уравнениям	по диаграмме, рис. 15	
Д-28	780	800	0.537	6.8	7.2	E. Reinhardt (1968)
Д-56	765	760	0.665	5.7	6.3	»
Д-102	860	850	0.479	6.2	7.0	»
Д-175	870	835	0.527	7.6	6.6	»
P-114	840	805	0.693	7.0	5.0	»
O-124	780	800	0.607	7.5	6.1	»
W-57	850	880	0.300	8.1	8.5	»
67/1321	550	580	1.315	4.0	4.3	R. Gorbatshev (1968)
67/1318	640	610	1.315	3.3	3.6	»
67/1322	770	760	0.838	3.8	4.0	»
65/117	635	640	1.129	5.5	4.5	»
B	660	680	0.928	5.6	5.0	»
15 860	650	650	1.048	5.2	4.8	»
15 997	565	550	1.430	3.7	3.7	»
A32 888	860	840	0.722	2.5	3.2	G. Chinner (1962)
St1942	740	780	0.389	2.8	3.2	»
60-02	860	860	0.370	9.0	8.1	B. Г. Лутц (1966)
B1962	785	800	0.668	6.4	5.2	F. Barker (1962)
S1266	780	785	0.680	5.7	4.8	A. Savolahti (1964)
111/10	860	850	0.490	5.5	6.3	B. Г. Лутц (1966)

беломорских глиноземистых гнейсов сформировались при температуре 550° и давлении 5.5 кб.

Оценка условий квантитового диафтореза кольской серии ($T=650^\circ$, $P \approx 7.0$ кб) кажется весьма правдоподобной, если учесть большое сходство возникающих при этом парагенезисов с минеральными ассоциациями станового комплекса. Низкой оказывается величина давления, при котором сформировались гранулиты западной части Алданского щита — около 6.0 кб; это неплохо согласуется с фактом полного отсутствия здесь граната в породах, богатых кальцием (Кицул, 1971), который, как это следует из диаграммы рис. 12, появляется только при $P > 6$ кб. Обратим внимание на то, что гранулиты кольской серии ($P_{cp}=7.2$ кб) по глубинности занимают промежуточное положение между гранулитами Алданского щита и лапландскими гранулитами, что отмечалось нами ранее (Гранулитовая фация. . ., 1972).

Таким образом, предложенная здесь градуировка величины $\ln K$ оказалась вполне удовлетворительной в интервале давления от 2.5 до 11 кб.

В заключение приведем оценки условий образования некоторых групп глиноземистых гнейсов, исследованных методом дискриминантных функций и многомерной корреляции коэффициентов распределения и параметров состава гранатов и биотитов.

Серия диаграмм (рис. 17—20) фазового соответствия наглядно показывает величину колебания температур, определяемых по K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt} и вариации значений коэффициента разделения K . Эти вариации в разных случаях имеют неодинаковые причины. Так, колебания температур по гранат-биотитовой паре в гранулитах объясняются процессами наложенного метаморфизма, распространенными как в пределах кольской серии (рис. 17), так и в ваханской серии Юго-Западного Памира (рис. 20), поэтому точки этих гранулитов разбросаны на довольно большой площади. Точки же высокотемпературных беломорских гнейсов (ранние ассоциации) располагаются на диаграмме компактно, будучи несколько сдвинуты по сравнению с гранулитами в область низких температур. Это может быть следствием узкого предела со-

става пород, из которых анализировались минералы, а также отсутствия колебаний термодинамических условий при их образовании.

Значительные колебания величин коэффициента \bar{K} в лапландских гранулитах (при незначительных изменениях температуры), по всей вероятности, вызваны тем, что последние образуются за счет гранулитов умеренного давления (кольского типа) и поэтому, возможно, различные гранат-биотитовые пары представляют собой результат разной степени превращения кольских гранулитов в лапландские и имеют промежуточные значения \bar{K} от среднего кольских гранулитов до максимального в лапландских (обр. 94б, $\bar{K}=0.74$).

Гранат-биотитовые пары, принадлежащие одной метаморфической фации, но взятые из разных регионов, на диаграмме фазового соответствия часто образуют рассеянное облако, которое неизбежно не только из-за влияния неидеальности распределения Mg и Fe и примесей других элементов, но также из-за некоторых вариаций условий образования от региона к региону. В этих случаях точки из одного района ложатся более или менее концентрированно.

Для получения достоверных оценок термодинамических условий метаморфических пород по гранат-биотитовому термобарометру необходима достаточная статистическая подборка сосуществующих пар и достаточно ограниченное поле $P-T$ условий, к которым относится эта подборка. Сравнение совокупностей точек, подобранных с соблюдением указанных условий, дает возможность устанавливать даже небольшие различия в условиях образования помещенных на диаграммах совокупностей. Весьма выразительную картину в этом отношении представляет сравнение разных типов гранулитов. Поля Gr—Bt пар разных гранулитов значительно перекрываются (рис. 22), температурные пределы примерно одинаковые, однако $\bar{K}_{ср}$ совершенно закономерно увеличивается от гранулитов ладожского типа (низких давлений) к гранулитам лапландского типа (высоких давлений): $\bar{K}_{ср}$ ладожских гранулитов равно 0.44, алданских — 0.50, $\bar{K}_{ср}$ кольских гранулитов равно 0.55, лапландских — 0.63 (давления, определенные по $\ln \bar{K}$, соответственно равны: 4.5, 6, 7.2 и 8.5 кб).

Таким образом, повышение коэффициента разделения \bar{K} в Gr—Bt парах (передвижение точек на диаграмме фазового соответствия по изотерме в сторону повышения магнезиальности обоих минералов) является функцией давления.

Такое перемещение точек не является следствием простого повышения магнезиальности пород, доказательством чего служит сравнение железистости пород из гранулитов разного типа. Отсюда видно (см. ниже) закономер-

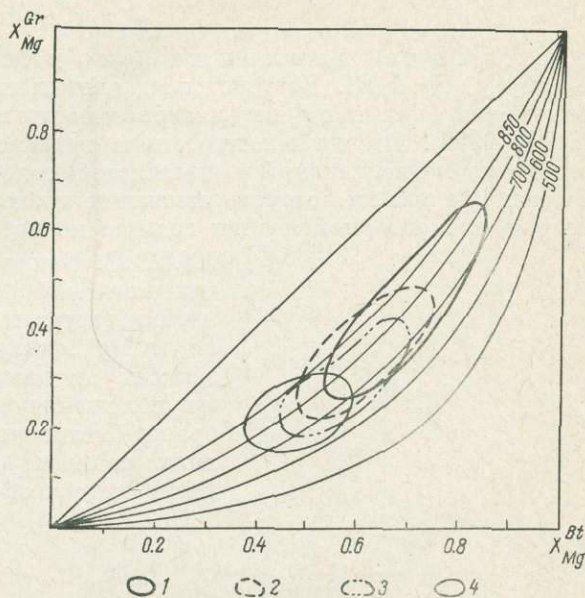


Рис. 22. Диаграмма фазового соответствия $X_{Mg}^{Gr} - X_{Mg}^{Bt}$ для гранулитов разного типа.

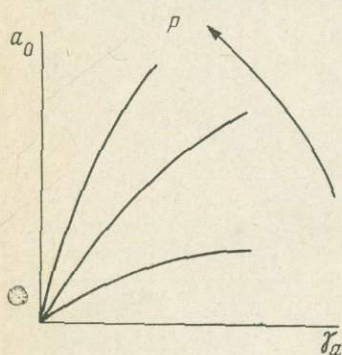
1 — лапландский, 2 — кольский, 3 — алданский, 4 — ладожский.

ное повышение коэффициента \bar{K} в гранулитах примерно равной железистости от алданского типа к лапландскому.

Номер образца	$F_{\text{общ}}$	K	Номер образца	$F_{\text{общ}}$	K	Номер образца	$F_{\text{общ}}$	K
Алданский тип			Кольский тип			Лапландский тип		
1827	55.0	0.44	176а	58.0	0.49	9289в	58.0	0.65
1067	51.7	0.47	325	47.2	0.57	126	49.0	0.60
1808/3	50.5	0.50	57	43.6	0.50	3396	53.5	0.61
1227	66.7	0.45	624а	63.0	0.45	E7080	38.0	0.65
			290	52.0	0.52			

Влияние давления на распределение Mg и Fe между Gr и Bt. Воздействие давления на распределение магния и железа можно оценить с кристаллографических позиций, как это делает О. Даль (Dahl, 1972). По его мнению, пока гранатовый твердый раствор состоит только из магниальной и железистой молекул — это идеальный раствор, на размеры ячейки которого изменение давления не влияет. При этом параметр a_0 элементарной ячейки граната не превышает a_0 чистого алмадина

(11.52 Å). Как только появляется примесь других катионов (Mn, Ca), размер элементарной ячейки растет и в связи с этим распределение Fe и Mg между гранатом и биотитом сильно зависит от давления. О. Даль иллюстрирует это положение серией расчетов и графиков для гранат-биотитовых пар, образованных в условиях разного давления. Он вводит величину размерного коэффициента



$$\gamma_a = \frac{K_{\text{Mg-Fe}}^{\text{Gr-Bt}}}{K_{\text{Mg-Fe}}^{\text{Gr-Bt}}}$$

Рис. 23. Зависимость параметра a_0 в гранате от γ_a (размерного коэффициента) по О. Дально (Dahl, 1972).

(при 11.52 Å у граната), а затем строит график a_0 по вертикали и γ_a — по горизонтали. При этом чем выше давление, тем ближе кривая с соответствующими точками гранат-биотитовых пар отклоняется к вертикальной оси (рис. 23). Автор продемонстрировал это на ряде примеров.

Попытка применить этот способ расчета для конкретных подборок гранат-биотитовых пар дала следующие результаты: были подсчитаны размеры a_0 в гранатах из Юго-Западного Памира, из станového комплекса и из ладожской серии. Среди памирских пар выделяются высокотемпературные образцы, отнесенные к гранулитовой фации, и образцы диафоритов амфиболитовой фации. На рис. 24, а, б видно, что график $a_0 - K_{\text{Mg-Fe}}^{\text{Gr-Bt}}$ дает весьма грубое разделение пар гранулитовой и амфиболитовой фаций, а на диаграмме $a_0 - \gamma_a$ как-будто бы намечаются две кривые, из которых кривая с точками гранулитов отклоняется к горизонтальной оси. На рис. 24, в, г аналогичным образом пересчитаны и нанесены данные образцов дистеновых гнейсов становой серии и ладожского комплекса. На рис. 24, в не видно никакой закономерности в положении точек, зато на рис. 24, г обособились две кривые именно таким образом, как предсказывал О. Даль. Получается, что воздействие температуры и давления противоположно по знаку. Для серии диафоритов (Юго-Западный Памир) четкого разделения анализируемых пар не происходит, хотя и намечается зависимость коэффициента распределения $K_{\text{Mg-Fe}}^{\text{Gr-Bt}}$ от давления.

К вопросу о распределении Ca между Gr и Bt. Хорошим барометром может служить распределение Ca между Gr и Bt. Давно было показано, что с повышением давления идет перераспределение Ca

из плагиоклаза в гранат (Геологическое развитие. . ., 1970; Кебезинская, 1972, и др.). На примере памирских гранатов было продемонстрировано также и сильное влияние температуры на это распределение (Другова, Московченко, 1973). При повышении температуры кривые гранат-плагиоклазовых пар отклоняются к оси Pl. Так же ведут себя кривые гранулито-

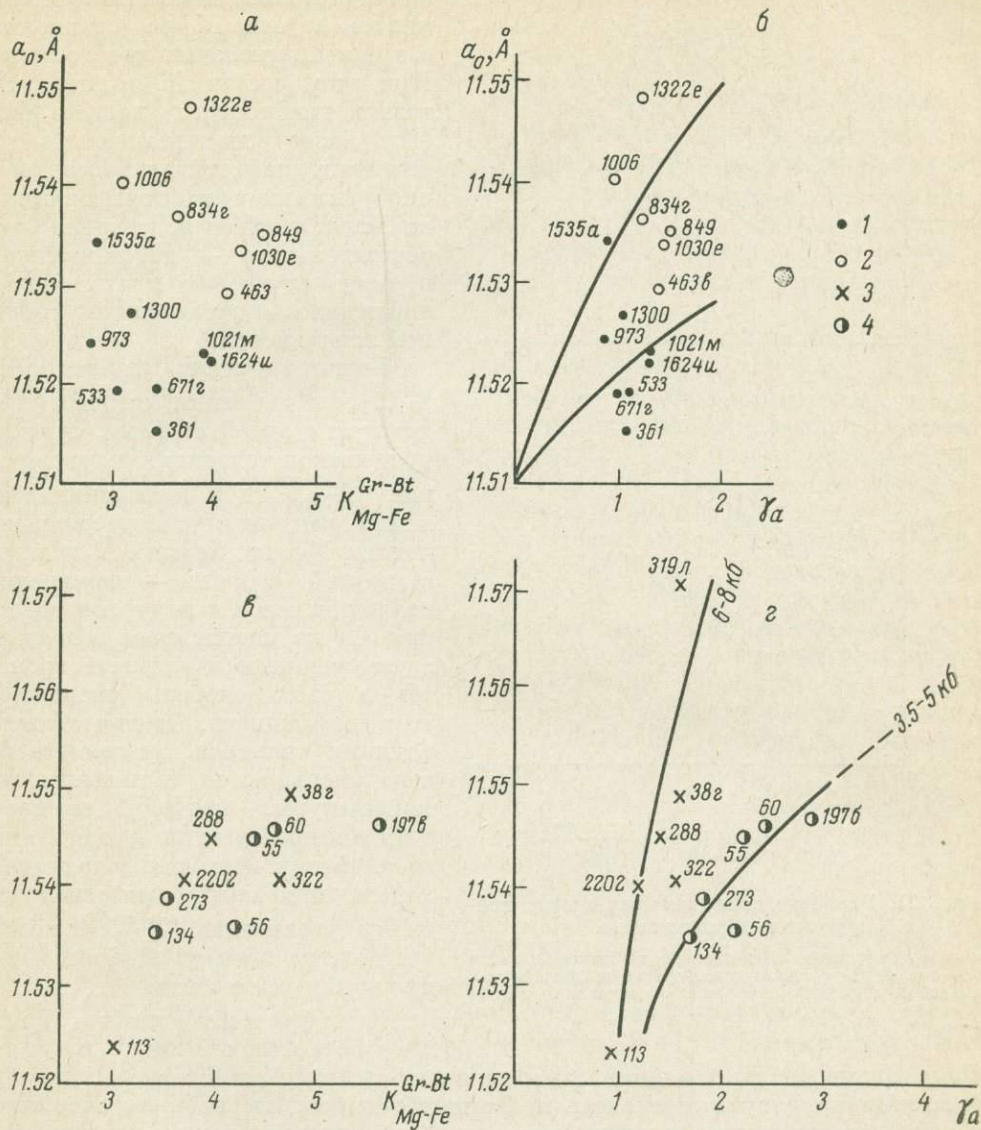


Рис. 24. Влияние давления на K^{Gr-Bt}_{Mg-Fe} .

а, б — образцы с Юго-Западного Памира, в, г — образцы из становой и ладожской серий. Гранаты: 1 — из пород гранулитовой фации; 2 — из диафторитов амфиболитовой фации; 3 — из андалузит-силлиманитовой фациальной серии; 4 — из кванит-силлиманитовой фациальной серии.

вых и диафторированных гранатов из южного обрамления Алданского щита (рис. 25, а). Интересно было выяснить, как пойдет перераспределение Са в условиях полиметаморфизма. Для этого изучались дважды диафторированные гнейсы кольской серии. Первый диафторез гранулитов происходит в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации повышенных давлений (с образованием дистенсодержащих парагенезисов), следующий — в условиях амфиболитовой фации умеренных температур и низких давлений.

Если бы давление в обоих случаях было близким, кривая андалузитсодержащих диафторитов отклонилась бы к оси Ca в Gr (за счет понижения температуры при этом диафторезе по отношению к предыдущему). Но в данном случае существовала, вероятно, разница в давлениях при образовании разновозрастных диафторитов, и кривая андалузитовых диафторитов отклонилась к оси Pl по сравнению с кривой дистеновых диафторитов. При этом состав Pl в андалузитовых диафторитах должен был быть более основным, чем в дистеновых диафторитах. Исследование дважды диафторированных кольских гнейсов подтвердило это обстоятельство — действительно, в ряде случаев в плагиоклазах наблюдалось образование обратной зональности.

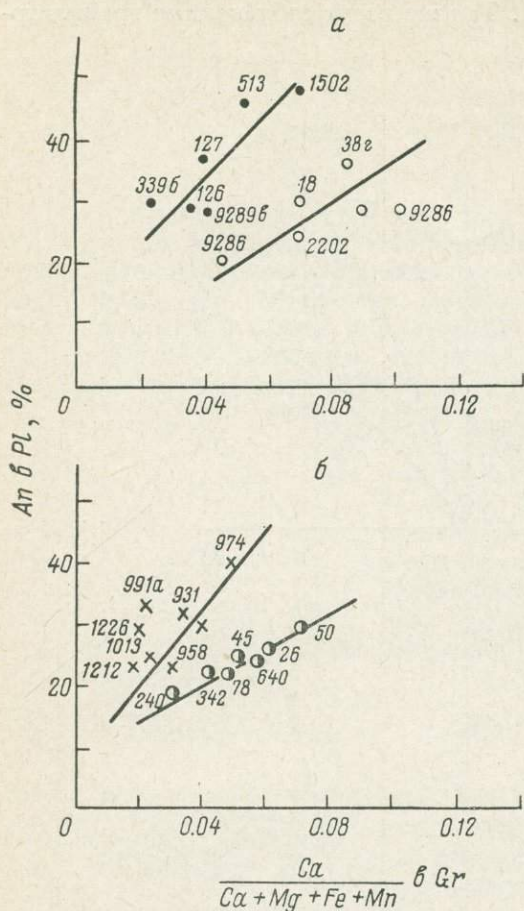


Рис. 25. Распределение кальция между гранатом и плагиоклазом.

а — в гранулитах и диафторитах Становой зоны; б — в кyanит- и андалузитсодержащих диафторитах кольских гнейсов. Остальные обозначения те же, что на рис. 24.

Коэффициенты распределения Mg и Fe между Gr и Bt при условии зональности гранатов. В низко- и среднетемпературных гнейсах и сланцах распространены зональные гранаты. В прогрессивно метаморфизованных породах они имеют так называемую нормальную зональность, заключающуюся в понижении содержания Mn и в повышении содержания Fe и Mg от центра к краю зерна. В этих случаях равновесными с биотитом будут лишь края гранатовых зерен, в то время как коэффициенты распределения рассчитываются обычно на основании среднего состава граната. Подсчет коэффициентов в зональных гранатах показал, что разница в температурах образования (определенных по коэффициентам) центра и края гранатовых зерен может составлять 100—150° (от 300 до 450°). При использовании данных химического анализа граната (усредненный состав) неминуемо получается занижение температуры его образования.

В диафторитах, где и гранат, и биотит представляют собой в какой-то степени измененные минералы, часто зональные, с более железистыми и мар-

Подводя итог зависимости K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt} от давления, отметим следующее: с одной стороны, существует четкая тенденция к увеличению K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt} при повышении давления, связанная с перераспределением Mg из биотита в гранат, с другой стороны — увеличение давления ведет к перераспределению Ca из плагиоклаза в гранат, а увеличение кальциевости гранатов в свою очередь уменьшает этот коэффициент. Однако степень влияния кальциевости граната на него уменьшается с повышением температуры, поэтому начиная с высокотемпературной амфиболитовой фации повышение давления должно приводить к систематическому увеличению K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt} , количественную оценку которого еще предстоит установить.

Коэффициенты распределения Mg и Fe между

ганцовистыми краями гранатовых зерен, температура, определенная по коэффициентам распределения, всегда будет ниже первичной температуры кристаллизации граната (до диафтореза). И в зависимости от степени изменения пород могут быть получены все промежуточные температуры.

Гранат—амфибол

Распределение Mg, Ca и Fe в паре гранат—амфибол как функция T и P . В предыдущем разделе было показано влияние параметров состава фаз на значения коэффициентов распределения ряда элементов. Тем не менее результаты всех предыдущих исследований гранат-амфиболового равновесия, основанных как на термодинамических расчетах, так и на эмпирических закономерностях, показывают зависимость этих коэффициентов от интенсивных термодинамических параметров метаморфизма.

В первую очередь это относится к частным коэффициентам распределения (или коэффициентам разделения), таким как \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} , \bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} , поскольку корреляционный анализ показывает наименьшее влияние параметров состава фаз на их значения. Анализ эффективности этих коэффициентов для оценки T — P параметров требует предварительной тщательной классификации парагенезисов, содержащих гранат и амфибол. Поэтому при обработке данных в первую очередь преследовалась максимальная конкретизация термодинамического поля устойчивости гранат-амфиболового равновесия. За исключением группы III, все остальные группы соответствуют более или менее узко ограниченным областям на петрогенетической решетке (рис. 12). Нами не проводилось специальных расчетов зависимостей коэффициентов распределения от T и P , а также вывода новых графиков изотерм на основе диаграмм фазового соответствия. За основу были взяты диаграммы Л. Л. Перчука (1970), для которых были скорректированы значения T и анализированы факторы, вызывающие отклонение значений \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} и искажение считываемых температурных величин.

На диаграмме \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} (рис. 26), составленной в координатах $n_{Mg}^{Gr}-n_{Mg}^{Am}$ (n_{Mg} и n_{Ca} — отношение содержания Mg и Ca к половине сумме всех катионов и анионов), выделяются три разнотемпературные области. В высокотемпературную область ($\bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} \geq 0.55$) попадают почти все точки I группы, а также часть эклогитов группы IV и некоторые точки II группы, по температурам образования отвечающие границе гранулитовой и амфиболитовой фаций. Из пород III группы в высокотемпературную область отклоняются составы, обусловленные проявлением магнезиального метасоматоза при процессах кислотного выщелачивания. Вторая область, верхней и нижней границей которой соответственно являются значения \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} 0.54 и 0.25, объединяет породы амфиболитовой фации высокого P (группа II) и стандартного барровианского типа (группа III). В пределах этой области точки II группы смещены относительно точек, близких по T образованию III группы, в сторону более низкого \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} вследствие более высокой магнезиальности амфибола либо низкой магнезиальности граната в породах II группы. Сравнивая взаимное расположение точек группы III, можно заметить, что более низкотемпературные пары в целом имеют более железистый амфибол и соответствуют более высокому \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} . В третью низкотемпературную область попадают пары из пород IV группы. Однако некоторые точки в области магнезиальных составов, отвечающие эклогитам, отклоняются в высокотемпературную область.

Таким образом, при данном методе расчета \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} получается, что в пределах выделенных областей влияние T на \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} направлено в противоположную сторону, чем та тенденция, которая проявлена при сравнении этих разнотемпературных областей. Диаграмма фазовых соответствий, предло-

женная Л. Л. Перчуком (1967), отражает более выдержанную тенденцию изменения \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} с T (рис. 27). Как известно, в основе диаграммы такого рода и расчета изотерм лежит представление о существовании ионообменной реакции ($Gr_{Mg} + Am_{Fe} = Gr_{Fe} + Am_{Mg}$), которая определяется T равновесия. \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} мало зависит от P и параметров химического состава. Выделенные нами группы, содержащие $Gr + Am$ равновесия, в этом случае четко

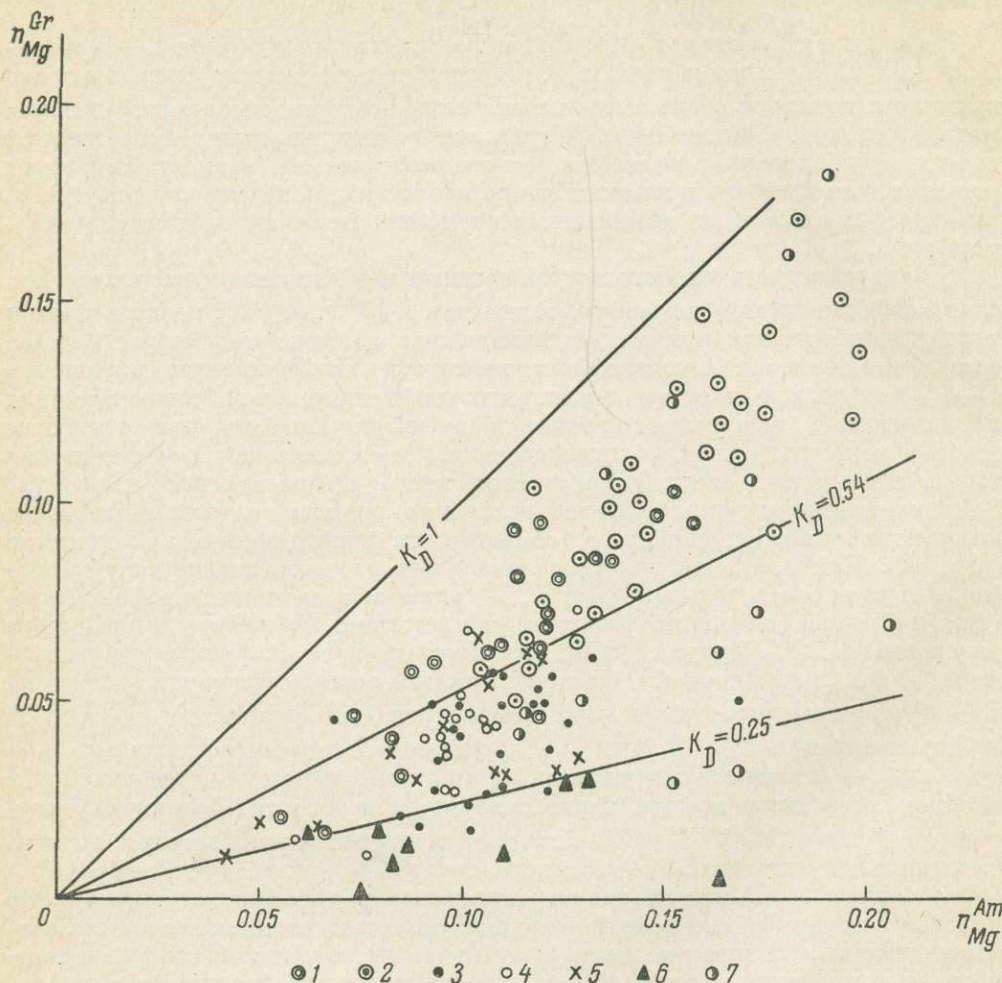


Рис. 26. Диаграмма фазового соответствия для пары гранат—амфибол.

Гранаты из пород: 1 — гранулитовой фации умеренных давлений, 2 — гранулитовой фации высоких давлений и некоторых субфаций эклогитоподобных пород, 3 — кианит-ортоклазовой субфации (фациальная серия B_2), 4 — фации альмандиновых амфиболитов серии B_1 , высокотемпературных субфаций (зон гранитизации), 5 — низкотемпературных субфаций фации альмандиновых амфиболитов серии B_1 , 6 — фации глаукофановых сланцев, 7 — эклогитовой фации.

разделяются по T образования. Нижняя граница I группы полностью совпадает с изотермой Л. Л. Перчука $650^\circ C$. Однако данная температура представляется заниженной, поскольку при выделении групп эта граница нами была наиболее четко петрогенетически обоснована, как отвечающая интервалу $T = 750\text{--}800^\circ$. Поэтому температура $Gr + Am$ равновесия для точек, которые расположены вдоль изотермы, ограничивающей I группу, вряд ли опускается ниже 750° . На эту изотерму ложится большинство точек из основных пород Северо-Западной Испании, Беломорья, Юго-Западного Памира, и такая оценка T хорошо согласуется с другими петрогенетическими данными (Vogel, 1967; Володичев, 1975; Эволюция метаморфизма. . . , 1976).

Gr—Am пары из гранулитов алданского и кольского типов, а также гранулиты Лапландии, отвечающие более высоким T образования, расположены между изотермами $700\text{--}800^\circ$ по Л. Л. Перчуку, что, по нашим данным, соответствует интервалу $T = 800\text{--}900^\circ\text{C}$.

Поле точек II и III группы ограничено изотермами $600\text{--}750^\circ$ (или $500\text{--}650^\circ$, по Перчуку). Взаимное расположение точек группы III показывает, что распределение в области более низких T соответствует более низкому $\bar{K}_{\text{Mg-Fe}}^{\text{Gr-Am}}$. Точки из магнезиальных метасоматитов низкотемпературной амфи-

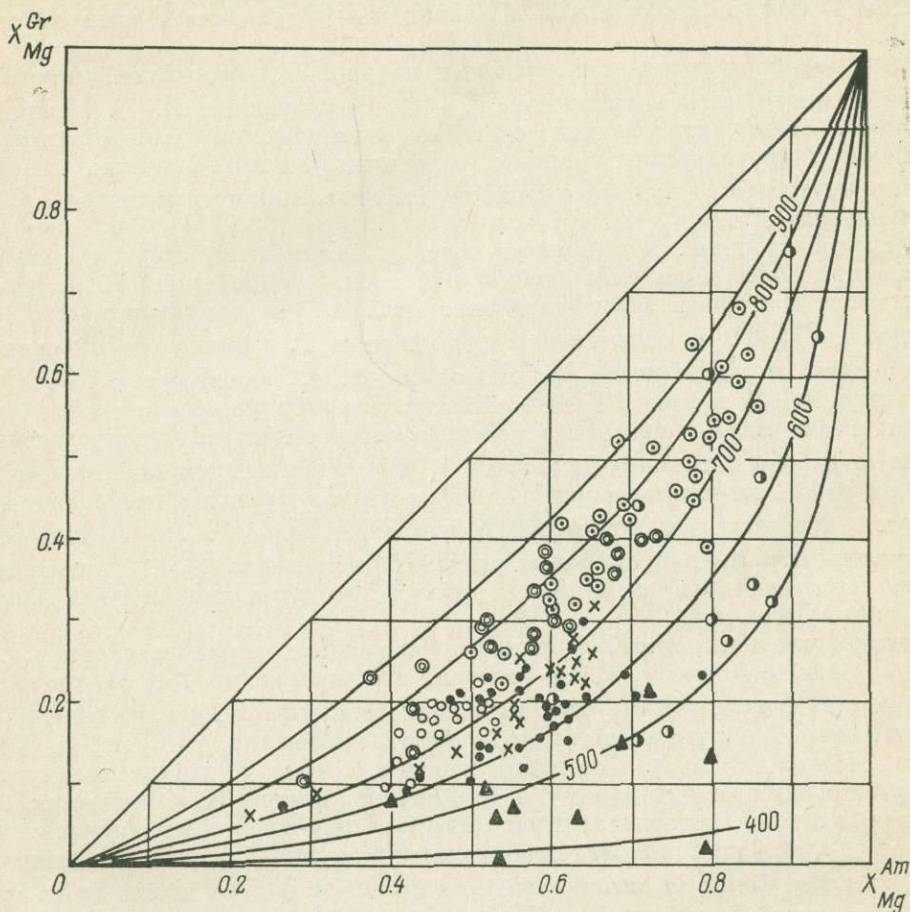


Рис. 27. Диаграмма фазового соответствия для пары гранат—амфибол. Обозначения те же, что на рис. 26.

болитовой фации по-прежнему отклоняются в сторону более высокого $\bar{K}_{\text{Mg}}^{\text{Gr-Am}}$. Точки группы II смещены относительно группы III в область более магнезиальных составов и при равенстве T имеют с последней близкий $\bar{K}_{\text{Mg}}^{\text{Gr-Am}}$. Однако ряд точек II группы имеет более низкий $\bar{K}_{\text{Mg}}^{\text{Gr-Am}}$, соответствующий низкотемпературной амфиболитовой фации стандартного типа. Так, совокупность точек из пород Беломорья и Юго-Западного Памира, отвечающих условиям широкого проявления гранитизации (т. е. $T \approx 650^\circ$), группируется вблизи изотермы 600° . Эти пары характеризуются высококальциевым гранатом, а это, как подтверждается анализом корреляционных зависимостей, в значительной степени влияет на $\bar{K}_{\text{Mg}}^{\text{Gr-Am}}$. Эффект влияния кальциевости граната отмечался еще в ранних работах Л. Л. Перчука (1967), который

указывал, что ее рост в значительной степени занижает считываемые с диаграммы фазового соответствия значения T .

Большинство точек IV группы сконцентрировано вблизи изотермы 500° . Пары из фации глаукофановых сланцев показывают $T = 500^\circ$. В то же время точки из эклогитов, расположенных среди разнотемпературных комплексов пород, попадают в разные поля диаграммы и хорошо увязываются с независимыми оценками T формирования этих комплексов. Так, эклогиты Венесуэлы (Morgan, 1970) достигают равновесия при $T = 525 \pm 25^\circ$, эклогиты Актюза (Сев. Тянь-Шань) — в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации, а эклогиты Лапландии — в условиях гранулитовой фации.

Закономерности расположения точек на рис. 27 показывают, что повышение T приводит к возрастанию \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} . Рассчитанные Л. Л. Перчуком изотермы, откорректированные согласно эмпирическим данным, хорошо отбивают температурные границы отдельных метаморфических фаций. Однако внутри этих фаций не существует непрерывного изменения \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} с изменением T .

С другой стороны, совокупности точек из комплексов пород, сформированные при более высоком P , каждая в своей температурной области, отклоняются в сторону магниезильных составов, что сопровождается возрастанием \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} , не связанным с повышением T . Обычно это объясняют отклонением от идеальности распределения, т. е. зависимостью \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} от концентрации Mg в фазах. Представляется, что этот же эффект может быть вызван влиянием P , повышение которого способствует перераспределению Mg из амфибола в гранат. Изменение T и P оказывает влияние на \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} в одном и том же направлении. Наряду с этим в пределах температурных областей отмечается дискретность в изменении \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} . Это обусловлено появлением обратно направленных тенденций изменения \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} , вызванных скорее влиянием изоморфизма других элементов или другими факторами метаморфизма.

Рассмотрим некоторые особенности, связанные с распределением Ca. Еще С. Саксена (Saxena, 1969) отмечал, что повышение T и P приводит к возрастанию изоморфизма Ca и Mg в гранате. Вопрос об изменении \bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} с изменением T обсуждался также А. Моттана (Mottana, 1970) и Дж. Хабрегтсе (Hübregetse, 1973). Последний пришел к выводу, что распределение Ca приближается к идеальному в том случае, когда рассматривается его отношение к иону, который занимает другую, структурно не эквивалентную позицию в амфиболе и является избыточным в группе y , в качестве которого выступает Mg. Влияние интенсивных факторов на \bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} можно предварительно выявить с помощью диаграммы $n_{Ca}^{Gr} - n_{Ca}^{Am}$ (рис. 28). Прежде всего бросается в глаза, что в пределах ряда роговой обманки \bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} определяется кальциевостью граната и практически не зависит от кальциевости амфибола. Весь рой точек можно разделить на два поля, границей которых служит линия $\bar{K}_{Ca} = 0.70 - 0.75$. Нижнее поле объединяет большинство точек группы I и подавляющее большинство точек III группы с полным перекрытием точек обеих групп. Верхнее поле представлено точками II группы, эклогитами, а также некоторыми точками гранулитов высокого P . Такое расположение точек состава позволяет сделать вывод, что изменение \bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} вызвано изменением n_{Ca}^{Gr} и обусловлено в первую очередь давлением.

Однако эти вариации кальциевости граната не связаны с реакцией обменного типа между гранатом и амфиболом, в пользу чего свидетельствует и отсутствие четко выраженной корреляции между \bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} и натриевостью амфибола. Изменение P скорее всего ведет к перераспределению Ca между гранатом, плагиоклазом и клинопироксеном. Возрастание кальциевости граната и величины \bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} в том случае, когда это не связано с кальцие-

востью породы, обусловлено снижением основности плагиоклаза при повышении P , либо щелочности, а инверсионные отношения в составах граната и амфибола, показанные на рис. 28, отражают лишь инверсию величины $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ сосуществующих гранатов и плагиоклазов (Маракушев, 1965). Исследования распределения Ca в паре Gr—Am показывают, что по крайней мере в глубинных комплексах существует температурная зависимость $\bar{K}_{\text{Ca}}^{\text{Gr-Am}}$. Этот же вывод можно сделать из расположения точек на рис. 28. В поле, где $\bar{K}_{\text{Ca}}^{\text{Gr-Am}} > 0.70$, возрастание $\bar{K}_{\text{Ca}}^{\text{Gr-Am}}$ идет от гранулитов высокого P ,

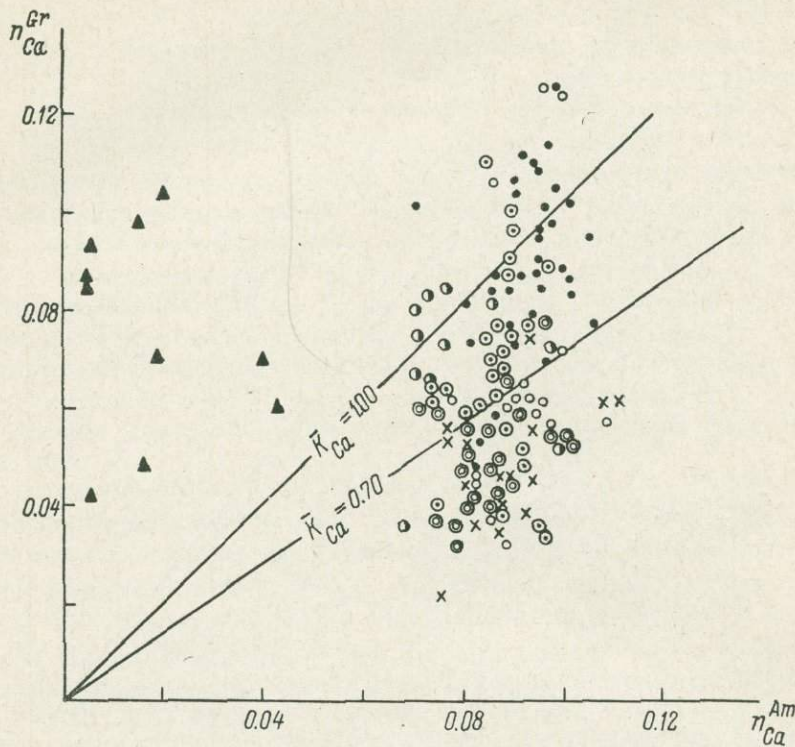


Рис. 28. Диаграмма распределения кальция между сосуществующими гранатом и амфиболом.

Обозначения те же, что на рис. 26.

через гранатовые амфиболиты серии B_2 к эклогитам, равновесие в которых достигалось в условиях кварц-кианит-доизитовой субфации, и далее — к гранат-глаукофановым сланцам. Все перечисленные комплексы, сформированные в условиях более или менее близких по $P = 9-11$ кб, значительно отличаются по T . Возрастание T приводит к снижению $\bar{K}_{\text{Ca}}^{\text{Gr-Am}}$. При этом, если в области низких T возрастание $\bar{K}_{\text{Ca}}^{\text{Gr-Am}}$ с падением T идет одновременно со снижением кальциевости амфибола, то в области высоких T оно обусловлено только возрастанием кальциевости граната. Рост ее с повышением P доказывается как эмпирическими данными по гранатам, так и экспериментальными исследованиями последних лет.

Изменение кальциевости граната с изменением P в амфиболсодержащих парагенезисах можно видеть на рис. 29, где верхняя прямая отделяет поле гранатов природных метаморфических комплексов от гранатов эклогитов и гросцидитов трубок взрыва. Нижняя прямая разделяет гранаты комплексов повышенного и умеренного P . Гранаты одинаковой магнезиальности в условиях повышенного P характеризуются более высокой кальциевостью. В верхнем поле группируются составы гранатов из эклогит-сланцевых и

эклогит-гнейсовых комплексов (группы IV и II), а также гранулитов высокого P , устойчивых вблизи линии кианит—силлиманит. При этом гранаты с высокой степенью смесимости ($c = \frac{Ca}{Ca + Mg + Fe + Mn} \geq 0.3$) отличаются наименьшей магнезиальностью и возникают в условиях амфиболитовой фации высокого P , в то время как в эклогит-сланцевых и гранулитовых комплексах значение c более низкое. С повышением T возрастает магне-

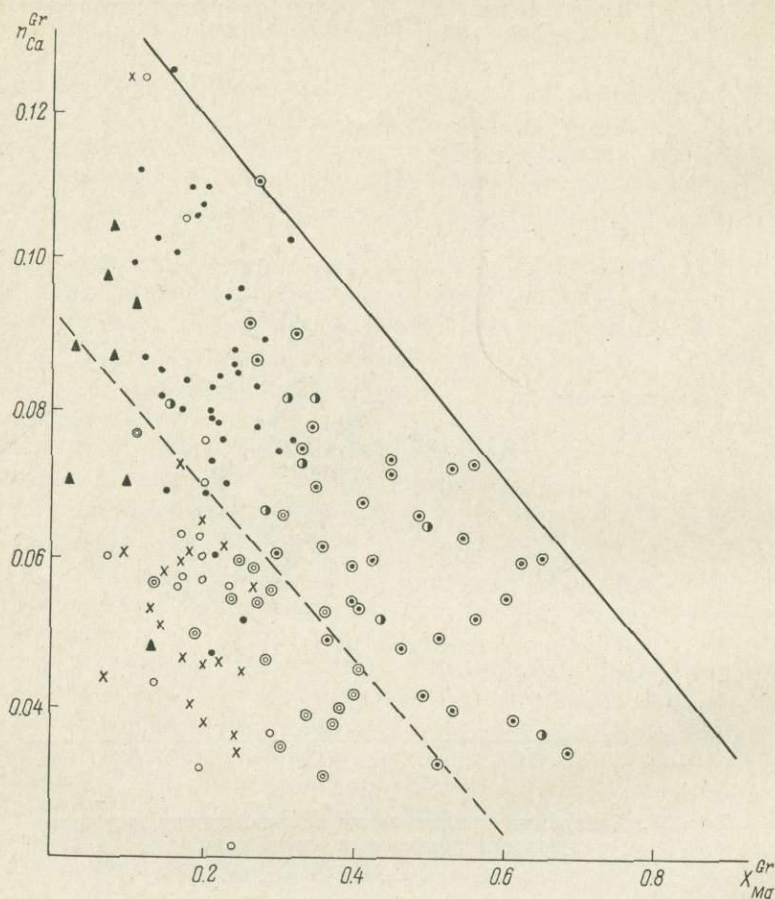


Рис. 29. Соотношение кальциевости и магнезиальности гранатов из амфиболсодержащих пород.

Обозначения те же, что на рис. 26.

зиальность гранатов и снижается значение c . В нижнем поле сосредоточены составы гранатов группы III и гранулитов умеренного P . Так же как и в верхнем поле, по мере повышения T наблюдается снижение кальциевости, а наиболее кальциевый состав имеют гранаты из высокотемпературной амфиболитовой фации.

Поскольку значение \bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} определяется преимущественно кальциевостью граната, можно сделать вывод, что снижение T и увеличение P приводит к возрастанию \bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} . Наряду с этим большое влияние на распределение Ca оказывает режим щелочей. Так, в работах некоторых исследователей высокий потенциал Na рассматривается как необходимое условие образования гранатов высокой степени смесимости. Этот же вывод вытекает из рассмотрения рис. 28. Гранаты высокотемпературной ступени амфиболитовой фации в пределах соответствующих полей дают аномальные отклонения

составов в сторону высокой кальциевости, а следовательно, и более высоких \bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} . Наиболее высокую кальциевость имеют гранаты из субстрата мигматитов Беломорья и Юго-Западного Памира (II группа), а также некоторые гранаты серии B₁ (группа III), образующиеся при высокой щелочности. Гранаты из субстрата мигматитов стандартного кианит-силлиманитового типа метаморфизма (B₁) имеют более низкую кальциевость, чем гранаты серии B₂. Однако эта кальциевость является предельно высокой среди разнотемпературных образований поля, соответствующего умеренным P , и обусловлена скорее всего повышенной щелочностью в зонах гранитизации.

Таким образом, \bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} является функцией не только T и P , но и щелочности. Выше отмечалось наличие отрицательной корреляционной связи между \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} и кальциевостью граната (n_{Ca}^{Gr}), а также подчеркивался тот факт, что наибольшее искажение значений T на диаграмме фазовых соотношений (рис. 27) дают пары с максимальным n_{Ca}^{Gr} или \bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} . На этом основании, учитывая зависимость между \bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} и щелочностью, можно сделать вывод о влиянии щелочности на величину \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} . При метаморфических процессах повышенной щелочности, в том числе при гранитизации, значения \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} и считываемые T равновесия будут занижены относительно значений, отвечающих тем же T , но в условиях нормальной щелочности. В условиях кислой среды значения \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} и T равновесий, наоборот, окажутся завышенными. Следовательно, изменение режима щелочности хорошо объясняет те отклонения \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} внутри температурных интервалов отдельных фаций, которые отмечались при рассмотрении диаграммы фазового соответствия (рис. 27).

Рассмотренные особенности распределения Mg и Ca между гранатом и амфиболом показывают четкую зависимость \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} и \bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} от T и P . При этом представляется, что изменение \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} в большей степени определяется изменением T , а $\bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} - P$. Кроме того, на \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} изменения T и P оказывают влияние в одинаковом направлении, а на $\bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} -$ в противоположном. На диаграмме $\bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} - \bar{K}_{Ca}^{Gr-Am}$ (рис. 30) точки, соответствующие четырем группам, занимают самостоятельные поля, в незначительной степени перекрывающие друг друга. Интересно, что группы, которые сформированы в условиях, близких по P , и отличающиеся по T , сдвинуты друг относительно друга параллельно оси \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} . В то же время пары, достигшие равновесия в близком интервале T , но при разном P , аналогичным образом сдвинуты параллельно оси \bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} . В качестве примера в первом случае наиболее очевидным является взаимное расположение точек III и I группы, за исключением пар из гранулитовых комплексов высокого P . Такое же относительное расположение имеют точки II группы, исключая пары, тяготеющие к границе гранулитовой и амфиболитовой фаций, и более высокотемпературные пары из гранулитов высокого P . Точки II группы смещены относительно точек группы III вправо по оси \bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} и несколько ниже вследствие более низкого \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} . Для гранулитов высокого P все точки смещены вправо и вверх относительно пар из гранулитов умеренного P . Зная термодинамическую область формирования пород каждой группы, можно наметить изотермы и изобары, которые делают диаграмму на ряд полей. Эти поля, если игнорировать узкие зоны перекрытия, вызванные разными причинами (нечетким разделением на группы, наличием неравновесных пар, погрешностями анализа, влиянием дополнительных факторов метаморфизма), имеют достаточно определенное положение в координатах $T-P$. Еще раз подтверждается ранее подмеченные тенденции, что при постоянном P повышение T приводит к росту \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} и снижению \bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} . Повышение же P при $T = \text{const}$ приводит к возрастанию \bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} . Вариации щелочности вносят определенные коррективы, которые графически не всегда могут быть учтены. Так, поля

точек из гранитизированных комплексов II и III группы смещены в сторону высоких значений \bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} и низких значений \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} , а метасоматитам зон кислотного выщелачивания соответствуют высокие значения \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} и низкие \bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} . В результате изотерма 600° на определенном участке приобретает отрицательный наклон. Некоторые точки группы II ($T \geq 700^\circ$) совмещены с точками эклогитов фации кварц-кианит-цоизитовых сланцев (группа IV), имеющих T формирования не выше 550° С. И все же диаграмма, изображенная на рис. 30, показывает принципиальную возможность решения обратной задачи — расчленения петрогенетической сетки линиями равных \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} и

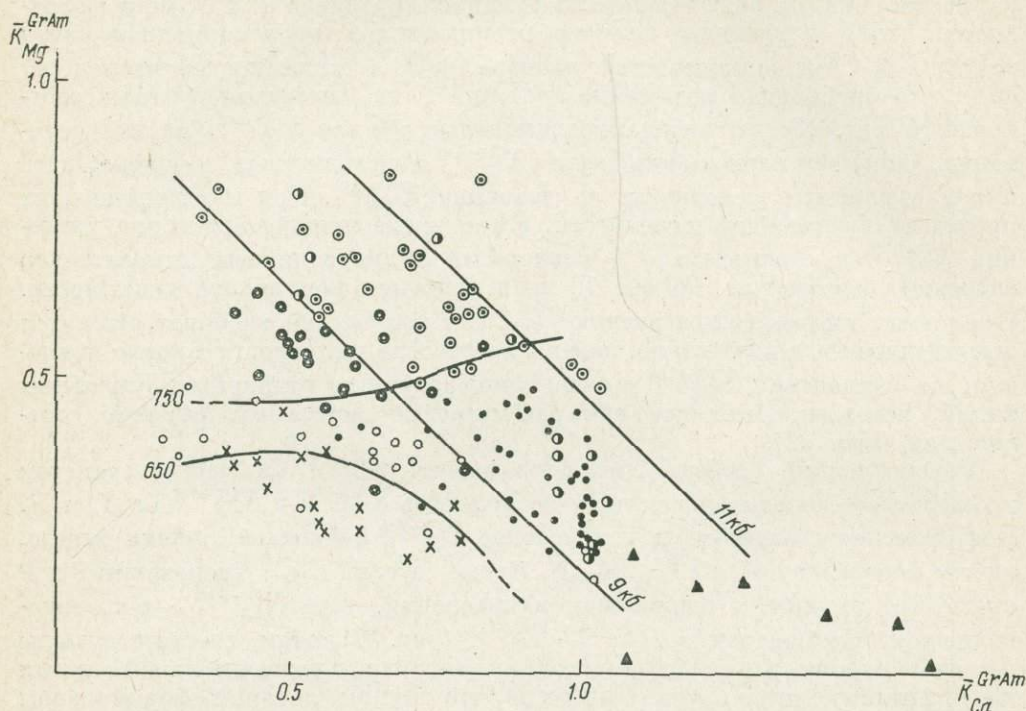


Рис. 30. Диаграмма \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} — \bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} равновесных ассоциаций гранат—амфибол, устойчивых в разных термодинамических условиях.

Обозначения те же, что на рис. 26.

\bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} , пересечение которых позволяло бы ограничить различные термодинамические области устойчивости гранат-амфиболового равновесия. Положение линий постоянного \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} можно определить на основе диаграммы фазового соответствия, зная положение линий фиксированного состава, рассчитанных для равновесия ряда многофазных равновесий. Например, линия Gr—Di—Hb—Pl—Qtz имеет на T — P диаграмме отрицательный наклон, а угол наклона оценивается около 30° (Московченко, Другова, 1975). Вычисляя величины \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} для разных T и разных значений магнезиальности граната, получаем серию разных значений \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} на линиях фиксированного состава T — P диаграммы (рис. 31), позволяющих путем интерполяции определить положение линий постоянного \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} . При пологом положении линий постоянного состава линии \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} имеют отрицательный наклон под углом около 30°. При более крутом положении линий постоянного состава соответственно увеличивается наклон линий $\bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} = \text{const}$: подтверждается ранее сделанный вывод о том, что эта величина определяется главным образом температурой. Аналогично можно наметить линии $\bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} = \text{const}$. Для определения

положения линий фиксированной кальциевости в координатах $T-P$ могут быть использованы экспериментальные данные получения высококальциевого граната с $c \approx 0.3$ (Green, 1972). Зависимость от T и P равновесий с участием граната указанной кальциевости определяется линией устойчивости такого граната, имеющей положительный наклон и проходящей через точку $T = 800^\circ$ и соответственно $P = 9$ кб. В природных условиях эти гранаты развиты преимущественно в ассоциации минералов эклогитоподобных пород среди высокотемпературных комплексов кванит-ортоклазовой субфации, а также в низкотемпературных эклогитах (группа IV) и не характерны для гранулитовой фации.

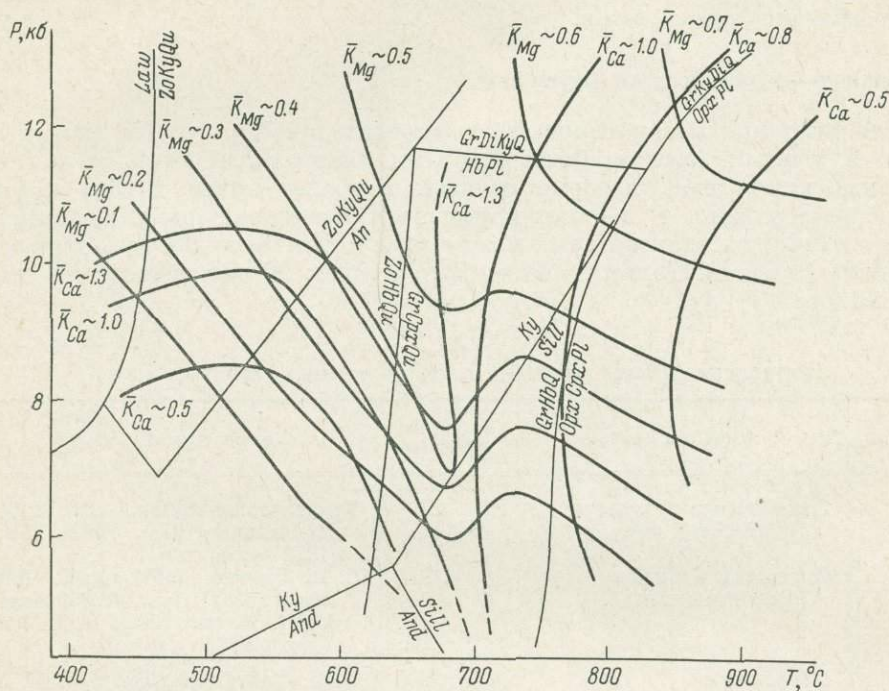


Рис. 31. Положение линий равных значений \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} и \bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} на диаграмме $T-P$.

В первом случае совокупность эмпирических и экспериментальных данных позволяет наметить поле устойчивости гранатов с $c \approx 0.3$, а также область, ограниченную изолиниями $\bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} = 0.75 \div 1.00$, соответствующую рассматриваемой кальциевости. Эта область расположена в температурном интервале $700-800^\circ$. При умеренных давлениях ($P \approx 8$ кб) изолинии \bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} параллельны оси P и с повышением давления приобретают положительный наклон. Изолиния $\bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} = 0.75$ близка к границе амфиболитовой и гранулитовой фаций. С повышением T отмечается переход в область с более низкими значениями \bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} , которые в поле гранулитовой фации умеренного P колеблются в интервале $0.45-0.65$. Наиболее высокотемпературным парагенезисам при этом чаще всего соответствуют наименьшие значения \bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} . С переходом к гранулитам высоких P значения \bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} возрастают до $0.7 \div 0.8$. При $T \approx 500-600^\circ C$ линии равных \bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} имеют отрицательный наклон, постепенно выполаживаясь в сторону пониженных T . Увеличение натрости амфиболов и кальциевости гранатов приводит к тому, что в этой области появляются изолинии $\bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} = 2$ и выше. В интервале $T = 650-700^\circ$ на различных уровнях P для равновесия $Gr + Am$ отмечаются повышенные значения \bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} и заниженные \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} , что скорее всего связано с повышением

щелочности при процессах ультраметаморфизма, типичных для данной температурной области. Поэтому изолинии \bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} , приближаясь к кривой $Mus + Qu = Ky + Kfsr$, образуют отрицательный пик, в то время как изолинии \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} испытывают аномальные отклонения в сторону низких P .

Взаимное расположение изолиний \bar{K}_{Mg}^{Gr-Am} и \bar{K}_{Ca}^{Gr-Am} позволяет на основе их пересечения отыскать термодинамическую область $Gr + Am$ равновесия. Оптимальное использование полученного графика ожидается для пород базальтового состава с максимальным числом фаз ($\Phi = 5$ или 6), исключая дополнительные степени свободы на произвольное изменение других факторов метаморфизма, которые влияют на рассмотренные закономерности распределения компонентов.

Гранат—моноклинный пироксен

Для изучения закономерностей распределения Mg , Fe , Ca между гранатом и клинопироксеном были отобраны минеральные пары из метаморфических комплексов, которые изучены наиболее полно и для которых определены условия T и P метаморфизма. Все минеральные пары были разделены на группы, для которых можно предполагать сходные условия метаморфизма (табл. 8). Таким образом было изучено 90 пар гранатов и клинопироксенов.

Т а б л и ц а 8

Изученные районы развития гранат-клинопироксеновых пород

Группа	Комплекс (район)	Количество пар	Литературный источник
I	Лапландские гранулиты (Балтийский щит)	23	Гранулитовая фация. . ., 1972; Л. А. Прияткина (1973); Е. В. Шарков (1972—1974 гг.)
	Сутамский комплекс (Алданский щит)	3	С. И. Турченко (1972 г.); Б. Шлайфштейн (1969 г.); А. А. Маракушев, Ю. К. Полин (1962); В. И. Кицул и др. (1973)
II	Беломориды (Балтийский щит)	16	О. И. Володичев (1975); Н. И. Московченко (1974); Н. Д. Малов (1972—1975 гг.)
	Ваханская серия (Юго-Западный Памир)	4	Н. И. Московченко (1972 г.)
III	Ваханская серия (Юго-Западный Памир)	4	Г. М. Другова (1972 г.); Н. И. Московченко (1972 г.); Б. Г. Лутц (1964)
	Далдынская серия (Анабарский щит)	2	
	Джугджурская часть Становой зоны	3	А. М. Ленников, Ж. А. Щека (1974)
IV	Докембрийские комплексы: Северо-Западная Испания	16	J. Hübregtse (1973)
V	Северо-Восточная Бавария	19	K. Smidt (1967); S. Matthes, P. Richter, K. Smidt (1969)

Р а с п р е д е л е н и е Mg и Fe . Распределению этих двух компонентов уделялось главное внимание, так как изоморфизм Mg и Fe широко проявлен в природных железомagneзиальных минералах переменного состава и при экспериментальных исследованиях выявлены закономерности изменения железистости минералов с изменением основных термодинамических параметров.

Расчеты зависимости K_{Mg-Fe} в гранате и клинопироксене от содержания Mg и Fe в данных минералах показывают, что этот коэффициент зависит от содержания Fe в гранате (с коэффициентом -0.1757) в низкотемпературной

глаукофан-сланцевой фации и не зависит от содержания этого элемента в более высокотемпературных фациях (см. гл. II). Что касается состава клинопироксена, то здесь зависимость K_{Mg-Fe} от железистости S_{rx} более сильная в высокотемпературных фациях.

Несмотря на улавливаемую неидеальность распределения, группы, выделенные в начале раздела, на диаграмме рис. 32 образуют самостоятельные поля, которые вытянуты вдоль изотерм; большие области перекрытия связаны с близостью условий образования групп I, II и IV.

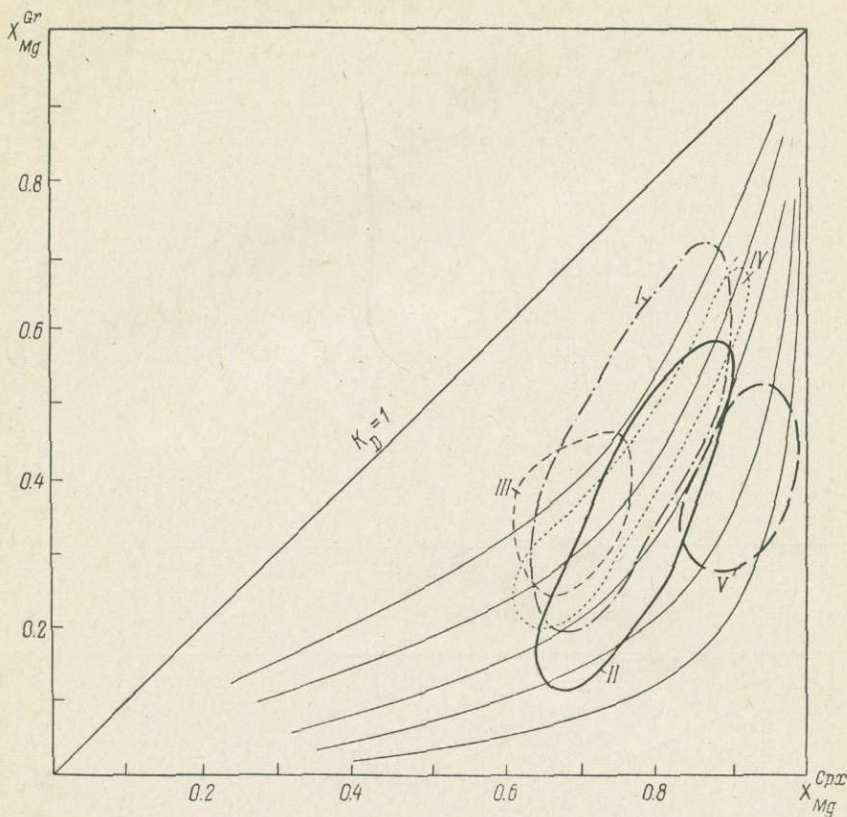


Рис. 32. Положение точек состава сосуществующих граната и клинопироксена на диаграмме.

Римские цифры — группы, данные в табл. 8.

Испанские амфиболовые эклогиты (группа IV), не содержащие гиперстеновых парагенезисов, располагаются практически вдоль симметричной изограды (рис. 33). Для этих пород характерна высокая магнезиальность гранатов — до 0.655, и температура образования их была, вероятно, 750° (не достигала кривой перехода $Gr + Hb + Qu \rightarrow Hy + Di + Pl$). В баварских эклогитах широко развиты циюзитовые парагенезисы. Температура образования этих пород оценивается (Smidt, 1967; Matthes et al., 1969) в $550-600^{\circ}$, что хорошо согласуется с нашей диаграммой (рис. 33).

На рис. 34, а, б, в приведены диаграммы, иллюстрирующие положение парагенезисов в группах I—III. Обращает на себя внимание то, что линии, вдоль которых располагаются точки составов гранатов и клинопироксенов этих групп, в области магнезиальных составов отклоняются в сторону более высоких температур. Однако при оценке парагенезисов для всех трех групп оказалось, что в высокотемпературной области развиты преимущественно гиперстеновые, а в низкотемпературной области — амфиболовые парагенезисы. Это может свидетельствовать о том, что отклонение кривых

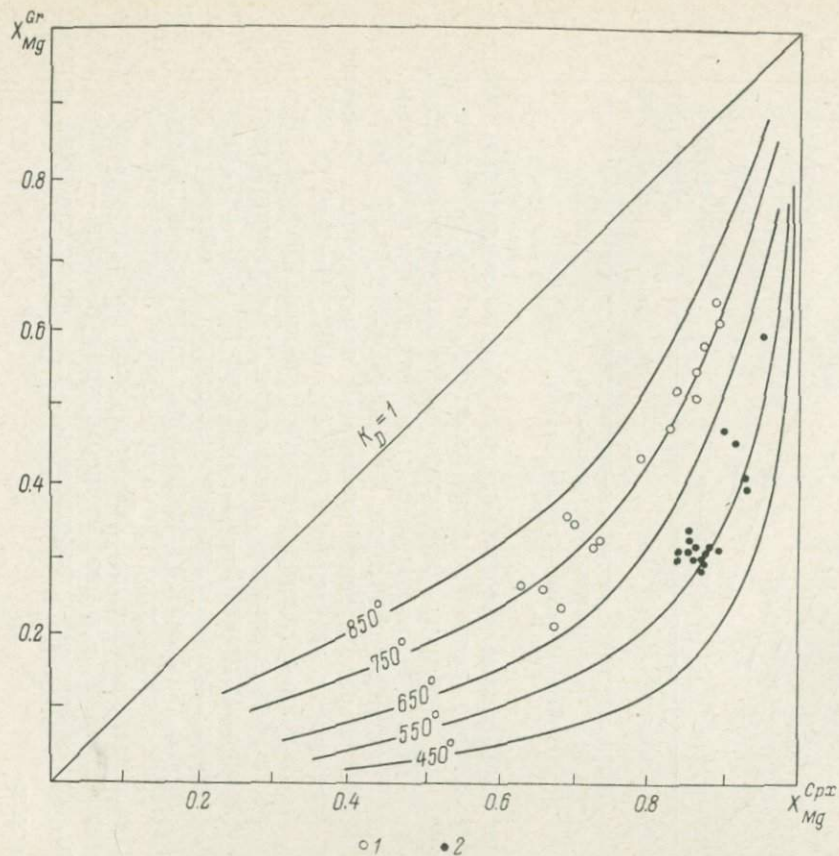


Рис. 33. Диаграмма фазового соответствия для пары гранат—клинопироксен.

1 — группа IV, 2 — группа V.

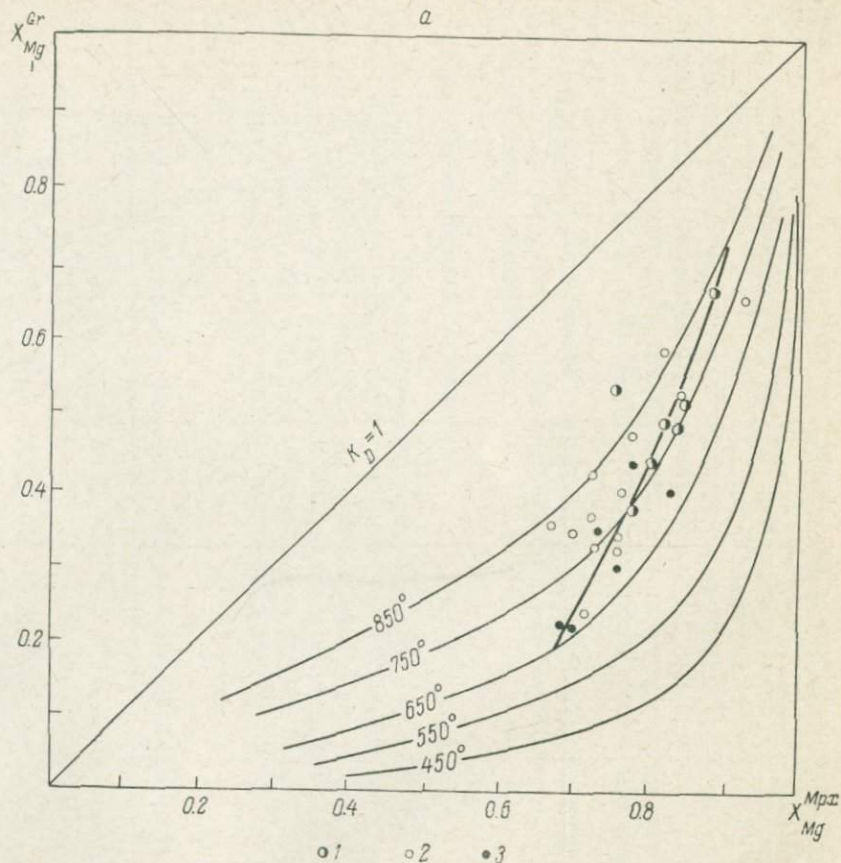


Рис. 34. Диаграммы фазового соответствия для пары гранат—моноклиновый пироксен (группы: а — I, б — II, в — III).

1 — гиперстенсодержащие парагенезисы, 2 — амфиболсодержащие парагенезисы, 3 — данных по парагенезисам нет.

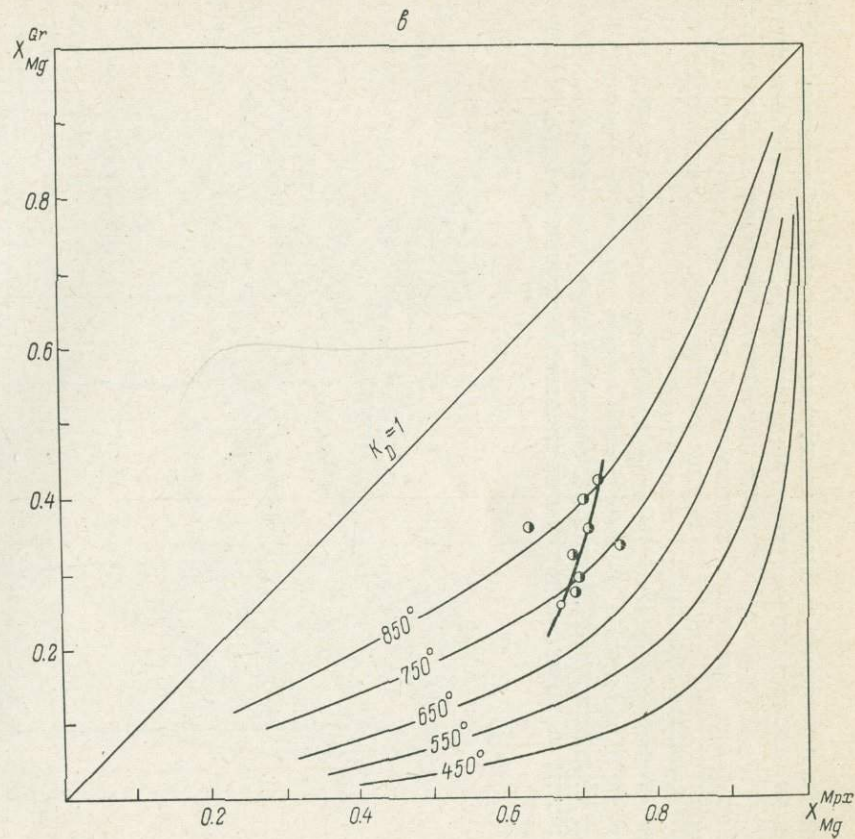
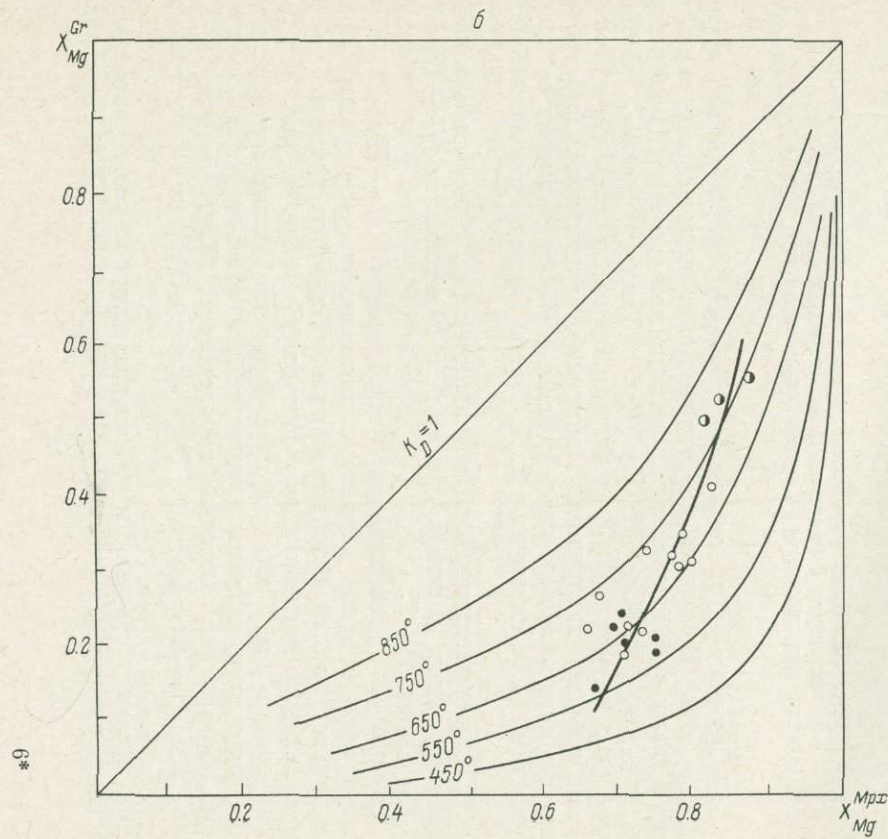


Рис. 34 (продолжение).

на рисунках в сторону высоких температур связано действительно с появлением более высокотемпературных парагенезисов, и, таким образом, в каждом отдельном регионе имеет место либо температурная зональность, либо последовательное снижение температуры при метаморфизме. Последнее более вероятно, так как в большинстве случаев проявлено более позднее развитие низкотемпературных ассоциаций.

Значительный разброс точек вдоль изоград для групп I, II и IV может быть связан с различной железистостью пород, однако в группах I и IV гранат и клинопироксен, которые обладают наиболее магниальным составом, взяты из пород, содержащих кианит. В группе II тоже описан пара-

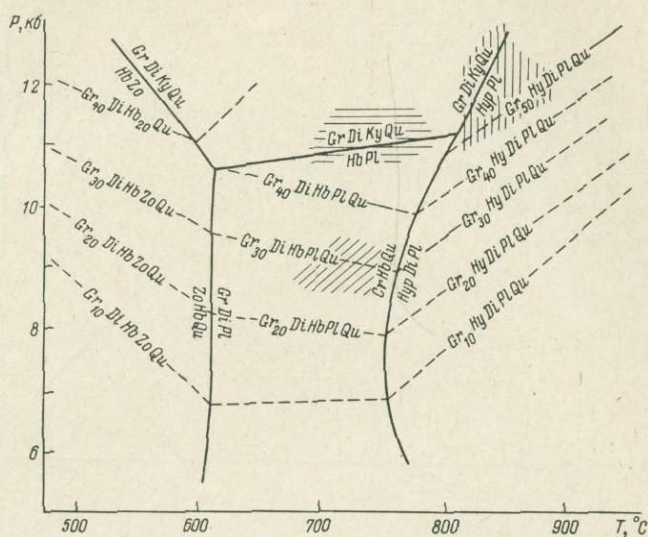


Рис. 35. Поля устойчивости гранат-клинопироксеновых пород I (вертикальная штриховка), II (косая штриховка) и IV групп (горизонтальная штриховка).

генезис $Gr + Crx + Ky + Qu$, гранат из которого также наиболее магниальный ($f = 50\%$) (Володичев, 1975), а клинопироксен не проанализирован. Появление в таких породах кианита возможно при давлении 11 кб и идет по реакции $Hu(Am) + Pl \rightarrow Gr + Di + Ky + Qu$. Таким образом, возможно, что во всех этих группах наиболее магниальные составы Gr и Crx отвечают и наибольшим давлениям. Появление эклогитовых парагенезисов в породах высокого магниального состава с ростом давления согласуется с экспериментами А. Э. Рингвуда и Д. Х. Грина (Петрология верхней мантии, 1968).

На рис. 35, представляющем часть диаграммы рис. 8, показано положение линий фиксированных составов гранатов в парагенезисах $Gr + Hu(Am) + Di + Pl + Qu$ поля $P - T$.

Для группы I дивариантный парагенезис $Gr + Hu + Di + Pl + Qu$ обнаружен только в одном образце с магниальностью граната, равной 0.66, и кальциевостью 0.20. Если для этой пары $Gr + Crx$ принять $T \sim 800 - 850^\circ$ (точка наиболее магниальных составов Gr и Crx на рис. 35), то давление по диаграмме рис. 8 для этой пары будет приблизительно равно 11 кб. В этих же породах появляется кианит; таким образом, условия метаморфизма при образовании данного парагенезиса были близки к линии равновесия $Hu + Pl \rightarrow Gr + Di + Ky + Qu$, отвечающей тем же условиям: $T \sim 800 - 850^\circ$ и $P \sim 11$ кб.

Нижний предел устойчивости гранат-клинопироксеновых парагенезисов в лапландских гранулитах отвечает температурам $650 - 670^\circ$. Давление для

указанных парагенезисов оценить не удастся, так как эти породы содержат две, реже три минеральных фазы и представляют поливариантную систему, в которой железистость гранатов может варьировать при постоянстве параметров T и P .

Беломорский комплекс (группа II) попадает в область более низких температур — приблизительно от 550 до 800° . Наиболее высокотемпературные гиперстенсодержащие парагенезисы соответствуют интервалу 750 — 800° , магнезиальность гранатов в данных породах 0.50 — 0.55 , но они не содержат в своем составе кварца. Образование же высокомагнезиальных гранатов в безкварцевых парагенезисах возможно и при низких давлениях. Магнезиальность гранатов в амфиболсодержащих дивариантных парагенезисах, попадающих на изограду 600° , равна 0.14 , а на изограду 650° — 0.20 , что соответствует давлению 7.5 и 8 кб.

Испанские гранулиты (группа IV), температура которых принята равной 750° , в трех образцах имеют парагенезис $Gr+Di+Am+Pl+Qu$. Высокая магнезиальность гранатов в этих образцах, равная 0.54 , 0.53 , 0.49 , в данном парагенезисе возможна при $P \sim 11$ кб. Парагенезисы с более высокой магнезиальностью гранатов содержат кианит, что также свидетельствует о давлении, близком к 11 кб при $T = 750^\circ$, но, вероятно, не превышающем эту величину, так как эти эклогиты образуются в поле устойчивости $Hb+Pl$.

Группа III объединяет эклогитоподобные породы далдынской серии Анабарского щита, ваханской серии Памира и джугджурской части Становой зоны. В эту группу входят породы средней железистости, отвечающие наиболее высоким температурам. Условия образования этих пород распределяются следующим образом: Памир — $T=750^\circ$, $P=9.5$ — 10 кб; Анабарский щит — $T=875$ — 900° , Становая зона — $T=800$ — 850° . Таким образом, распределение Mg и Fe между гранатом и клинопироксеном в основном определяется температурой. Магнезиальность граната, входящего в состав дивариантных парагенезисов $Gr+Hn(Hb)+Pl(Zo)+Qu$, может быть использована для определения давления по линиям фиксированного состава, который рассчитан для ассоциаций с гранатом определенной кальциевости.

Распределение Ca. На рис. 36 нанесены содержания Ca в Gr и Srx . Все имеющиеся у нас пары образуют два неперекрывающихся поля. В поле A попадают группы I—IV, образующиеся в близких температурных условиях. Поле B образуют пары $Gr+Srx$ из низкотемпературных баварских эклогитов. Положение этих двух полей может свидетельствовать о перераспределении Ca из клинопироксена в гранат при значительном снижении температуры. Оба поля значительно сужены по оси Srx и вытянуты вдоль оси Gr , т. е. довольно «узким» значениям кальциевости клинопироксена соответствуют широкие вариации кальциевости граната. В поле A содержание

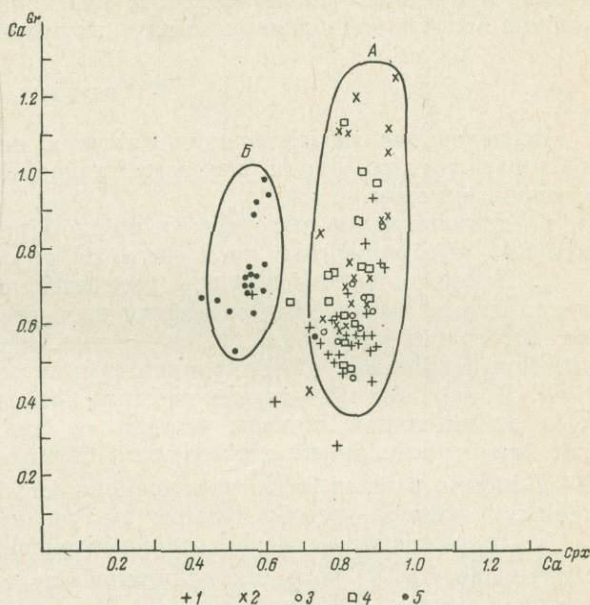


Рис. 36. Распределение Ca в гранатах и клинопироксенах.

1—5 — соответствуют номерам групп.

Са в клинопироксене меняется в пределах 0.70—0.90, а в гранате — 0.45—1.20, причем более низкотемпературная группа II располагается в верхней части поля, а наиболее высокотемпературные группы I и III — в нижней его части. Кроме того, в любой из этих групп более кальциевые гранаты встречаются в парагенезисах с Am, а менее кальциевые характерны для гиперстенсодержащих парагенезисов. Таким образом, с понижением температуры наблюдается увеличение содержания Са в гранате при фиксированном содержании этого элемента в клинопироксене, что может быть только при участии какого-то третьего кальцийсодержащего минерала, вероятно плагиоклаза. Участие третьей фазы может влиять на распределение Са между Gr и Crx, и изучение закономерностей изменения K_{Ca}^{Gr-Crx} с изменением T и P должно вестись одновременно с изучением плагиоклазов.

Выводы

Исследование распределения главных петрогенных элементов Mg, Fe и Са в различных парах железомagneзиальных силикатов приводит к следующим выводам.

1. Использование метода многомерной регрессии выявило зависимость величин коэффициентов распределения от составов сосуществующих фаз.
2. Несмотря на неидеальность распределения катионов в сосуществующих минеральных фазах, ряд коэффициентов распределения (в парах гранат—биотит, гранат—амфибол, гранат—моноклинный пироксен) обладает отчетливой зависимостью от термодинамических условий метаморфизма.
3. В паре биотит—гранат частный коэффициент распределения магния \bar{K} в значительной степени зависит от давления и может быть использован для относительной оценки этого параметра. Построение на диаграмме P — T линий, равных $\ln \bar{K}$, дает возможность оценить давление при наличии данных о температуре образования, полученных другими методами.
4. В паре гранат—амфибол основные тенденции в изменении коэффициентов следующие: K_{MgO}^{Gr-Am} возрастает с повышением как T , так и P ; K_{Ca}^{Gr-Am} увеличивается с ростом P и снижением T .
5. В паре гранат—клинопироксен частный коэффициент, являясь функцией T и P , в большей степени зависит от температуры, увеличиваясь с ростом T . Зависимость K_{Ca}^{Gr-Mpx} от термодинамических параметров в этой паре менее отчетлива, однако имеет тенденцию к увеличению с понижением температуры для коровых образований.
6. Установленная зависимость коэффициентов распределения одновременно от T и P показывает несостоятельность их использования в целях только термометрии или только барометрии. Наиболее эффективным представляется использование T — P диаграмм с линиями равных значений K . Пересечение линий постоянного значения K разных элементов в одной равновесной паре позволяет ограничить термодинамическую область устойчивости этого равновесия.
7. На основе статистического материала по указанным равновесным парам минералов, используя результаты парагенетического анализа и экспериментальных исследований, внесены температурные поправки в диаграммы фазового соответствия.

Распределение изоморфных элементов в структурах минералов и его значение для геотермо- и геобарометрии

Исследование распределения изоморфных катионов в структурах твердых растворов, каковыми является большинство породообразующих силикатов, представляет большую важность в связи с принципиальной возможностью создания геотермометров и геобарометров на основе внутрикристаллического распределения элементов и его зависимости от термодинамических параметров кристаллизации твердых растворов, так как тепловые и объемные эффекты реакций внутрикристаллического обмена в общем не равны нулю.

Типы распределения изоморфных элементов в структурах минералов

Известно, что структуры большинства минералов, силикатов, окислов, сульфидов и т. д., представляющих обычно поликомпонентные твердые растворы, обладают более чем одним сортом кристаллографических позиций, заселяемых изоморфными элементами. Эти позиции могут иметь различные или одинаковые координационные числа и в последнем случае несколько различаться по симметрии и характеру лигандов, длинам и углам связей.

Распределение изоморфных элементов по неэквивалентным позициям структуры регулируется двумя противоположными, с термодинамической точки зрения, факторами. С одной стороны, для всех химических элементов существует стремление равномерно заполнить пространство, т. е. иметь одинаковые концентрации во всех возможных для него фазах системы (позициях структуры), так как это приводит к увеличению энтропии смешения и уменьшению, таким образом, свободной энергии. Стремление системы к смешению не зависит от конкретных свойств системы, ее фаз и компонентов, а также механизмов смешения и является неотъемлемым свойством всех неоднородных систем. С другой стороны, именно эти конкретные свойства взаимозаменяющихся атомов (их размеры, характер строения электронных оболочек, характер образуемой химической связи), а также особенности заселяемых позиций (их координационное число, характер лигандов, размеры, симметрия) приводят к возникновению тепловых и объемных эффектов, увеличивающих свободную энергию системы в целом. Количественное соотношение этих двух факторов определяет равновесное, статистическое или упорядоченное (в той или иной мере) распределение изоморфных элементов в структурах твердых растворов при различных температурах и давлениях.

Под упорядоченностью понимается распределение однотипных атомов по системам эквивалентных точек в структуре. В структурах природных и синтетических твердых растворов выделяются два типа упорядоченности катионов. В I типе имеет место распределение однотипных катионов по системам эквивалентных позиций, во II типе — регулярное расположение разнотип-

ных катионов в пределах позиций одного сорта с возникновением субпозиций такой позиции. Исследования последних лет с помощью усовершенствованного рентгеноструктурного метода и новых физико-химических методов, таких как ядерная гамма-резонансная, инфракрасная спектроскопия, радиоспектроскопия, позволили установить, что упорядоченное в той или иной степени распределение Mg, Fe²⁺, Fe³⁺, Al^{IV} по неэквивалентным октаэдрическим позициям, а также Si и Al — по неэквивалентным тетраэдрическим позициям (упорядоченность I типа), в структурах природных цепочечных, ленточных, слоистых и каркасных силикатов представляется универсальным явлением. Кроме того, в структурах некоторых минералов наблюдается также регулярное расположение изоморфных катионов в пределах позиции одного сорта (упорядоченность II типа). Так, регулярное расположение Na и Ca в полиэдре M_2 и Mg и Al — в M_1 было обнаружено в структуре омфацитов с пространственной группой симметрии P2 монокристалльным рентгеноструктурным (Clark, Parike, 1968) и мессбауэровскими методами (Bancroft, Williams, 1969); этот тип упорядоченности был установлен также в структурах моноклинных пироксенов составов Di—Hd—En и Di—Hd—Ac (Характер мессбауэровских спектров. . ., 1973). В структурах высокоглиноземистых ромбических пироксенов имеется регулярность в заселении тетраэдрических позиций Si₂ катионами Si и Al и позиции M_1 — катионами Mg и Al, что приводит к возникновению субпозиций M_2 (Типы упорядоченности. . ., 1976).

Этот тип упорядоченности свойствен поликомпонентным твердым растворам, особенно при проявлении в них гетеровалентного изоморфизма, так как действие механизма локальной компенсации зарядов способствует регулярности расположения разнозаряженных частиц.

Экспериментальные методы исследования упорядоченности катионов

Для количественной оценки заселенности неэквивалентных позиций изоморфными катионами в структурах природных минералов применяются рентгеноструктурный, инфракрасный, мессбауэровский и в меньшей мере — радиоспектроскопические методы (ядерный магнитный, протонный магнитный, электронный парамагнитный резонанс и др.). Ниже приводится характеристика только первых трех методов как наиболее информативных.

Рентгеноструктурный метод. Заселенность позиций различными катионами определяется на основе полного уточнения структуры минералов, т. е. уточнения координат атомов, индивидуальных изотропных температурных поправок, межатомных расстояний и углов связей. Структура уточняется по данным массивов (1000—2000) ненулевых неэквивалентных отражений, получаемых от монокристалла. Преимуществом метода по сравнению с другими, особенно спектроскопическими, методами является получение данных о распределении всех катионов в каждой из структурных позиций наряду с данными о геометрии этих позиций. Большая трудоемкость метода и ограниченные возможности разделения катионов, обладающих близкой рассеивающей способностью (Mg²⁺ и Al³⁺, Fe²⁺, Fe³⁺ и Mn²⁺ и т. д.), являются недостатками метода. Однако внедрение в последние годы автоматических дифрактометров и возможность уточнения распределения катионов для известных структур при использовании лишь нескольких десятков отражений (Косой, Франк-Каменецкий, 1973) позволяют надеяться, что рентгеноструктурный метод превратится в экспрессный метод и позволит статистически исследовать упорядоченность катионов в структурах минералов.

Наряду с этим широко известны рентгенометрические методы оценки упорядоченности, использующие зависимость изменения симметрии структуры и соответственно дифракционной картины от степени упорядоченности катионов. Так, степень триклинности K—Na полевых шпатов (Δ_p), являющаяся мерой упорядоченности их структуры в отношении распределения

атомов Si и Al по тетраэдрическим позициям $T_1(O)$, $T_1(m)$, $T_2(O)$ и $T_2(m)$, связана простым соотношением с величиной расщепления отражений (131) и ($\bar{1}\bar{3}\bar{1}$): $\Delta_p = 12.5 (d_{131} - d_{\bar{1}\bar{3}\bar{1}})$ (Гольдсмит, Лавес, 1956).

Степень упорядоченности структуры плагиоклазов (при известном составе) также определяется по величине расщепления этих двух отражений (Slemmons, 1962). Эти методы достаточно просты, измерения с использованием порошковых проб могут производиться на стандартной аппаратуре, для получения заключения о структурном состоянии минерала не требуется применения ЭВМ. Однако точность определения степени упорядоченности для низкоупорядоченных щелочных полевых шпатов ($\Delta_p = 0.4 - 0.2$) мала, так как отражения (131) и ($\bar{1}\bar{3}\bar{1}$) практически не расщеплены (Седова, Котов, 1970). Кроме того, в структурах Na—Ca полевых шпатов величина расщепления отражений (131) и ($\bar{1}\bar{3}\bar{1}$) является функцией упорядочения Si и Al по тетраэдрическим позициям и Na и Ca — по позициям с десятичной координатой.

Инфракрасный метод. До недавнего времени метод использовался лишь для качественной оценки степени упорядоченности структур некоторых силикатов, таких как полевые шпаты. В 1971 г. Л. Г. Кузнецовой (1971) был предложен метод определения упорядоченности Si и Al в K—Na полевых шпатах на основе зависимости смещения максимумов двух полос поглощения в области валентных колебаний связей в алюмо-кремнекислородном тетраэдре ($\nu_1 = 600 - 650$ и $\nu_2 = 500 - 550$ см⁻¹) от распределения Si и Al между тетраэдрическими позициями. Было найдено уравнение, связывающее степень упорядоченности структуры («инфракрасная упорядоченность») с $\Delta\nu$ ($\Delta\nu = \nu_1 - \nu_2$): $\theta = 0.05 (\Delta\nu - 90)$.

Преимущество инфракрасного метода перед рентгеновским заключается в его более высокой чувствительности и точности при определении низкоупорядоченных структур, независимости от степени субмикроскопического и субрентгеновского двойничивания образцов. Однако этот метод требует уточнения градуировки, так как для ряда образцов значения θ , определяемые из вышеприведенного уровня, превышают единицу.

Исследования упорядочения катионов, заселяющих октаэдрические позиции и позиции с более высокой координацией, в структурах силикатов инфракрасным методом в настоящее время ограничены из-за трудностей теоретического расчета колебаний в структурах силикатов низких сингоний и соответственно соотношения полос поглощения с колебаниями определенных связей, а также из-за отсутствия отечественных длинноволновых спектрофотометров, позволяющих исследовать спектры поглощения валентных колебаний катион—кислород. Получение же количественных данных о распределении катионов на основе спектров валентных и деформационных колебаний кремнекислородного аниона оказалось невозможным, поскольку более слабые связи катион—кислород оказывают незначительное влияние на длины и углы связей в кремнекислородном тетраэдре.

Более перспективным представляется использование инфракрасного метода для определения распределения катионов в октаэдрических позициях гидроксилсодержащих силикатов на основе зависимости интенсивности полос поглощения валентных колебаний ионов OH^- от химической природы связи $\text{OH}^- - \text{X}$ (X — катион, координированный с OH^-). В структурах гидроксилсодержащих силикатов, таких как ленточные и слоистые, ионы OH^- кристаллографически эквивалентны и координированы с тремя катионами, заселяющими октаэдрические позиции таким образом, что катионы образуют основание тригональной пирамиды, в вершине которой располагается ион OH^- . При заселении октаэдров однотипными катионами в ИК-спектре наблюдается одна полоса валентного колебания OH^- . При изоморфных замещениях катионов в октаэдрах вырождение связей OH^- снимается и полоса валентного колебания расщепляется на компоненты, число которых ограничено в силу псевдотригональной симметрии катион-гидро-

кислых группировок. Это позволяет использовать спектры валентных колебаний OH^- для определения заселенности позиций изоморфными катионами в структурах гидроксилсодержащих минералов. Такой метод определения упорядоченности Fe^{2+} и Mg на основе интенсивностей полос поглощения валентных колебаний OH^- был разработан для безглиноземистых кальциевых и щелочных амфиболов (Burns, Strens, 1966; Bancroft, Burns, 1969), а также для высокоглиноземистых амфиболов ряда роговой обманки (Использование колебаний. . ., 1973). Достоинством метода является экспрессность и возможность использования порошковых проб. Однако этот метод дает наилучшие результаты для бинарных твердых растворов. При увеличении числа изоморфных катионов, координированных с OH^- , увеличиваются количество полос поглощения. При этом усложняется соотношение отдельных полос поглощения и возрастает погрешность определения их интенсивностей вследствие ухудшения разрешения полос в спектре.

Мессбауэровский, или ядерный гамма-резонансный, метод. Основан этот метод на резонансном поглощении и испускании ядрами γ -квантов без отдачи в случае, если ядро входит в состав кристаллического тела (эффект Мессбауэра). Условия резонанса накладывают ограничения на свойства ядер, и поэтому эффект Мессбауэра наблюдается для ограниченного числа ядер (около 30), в том числе для железа, никеля, олова, сурьмы, теллура, иода, криптона, ксенона, тантала, вольфрама, иридия, платины, золота, почти всех редких земель, нептуния и америция.

Железо (резонансный изотоп ^{57}Fe) — один из главных элементов большинства породообразующих и рудных минералов, силикатов, окислов, сульфидов — характеризуется значительной величиной эффекта при комнатной температуре, малой шириной резонансной линии ($\Gamma = 4.55 \cdot 10^{-9}$ эв) и достаточно проникающим излучением ($E_p = 14.4$ кэв). Эти характеристики обеспечивают большую чувствительность и высокую точность мессбауэровского метода при исследовании железосодержащих минералов. Параметры мессбауэровских спектров (квадрупольное расщепление и изомерный сдвиг) зависят от валентного и спинового состояний иона железа, симметрии и типа координационных полиэдров, в которых находятся ядра железа. Вследствие этого мессбауэровский спектр дает информацию о валентном состоянии железа и количестве неэквивалентных позиций, заселяемых этим атомом. Интенсивность линии резонансного поглощения, соответствующей железу в определенной позиции, пропорциональна количеству атомов железа в этой позиции, что позволяет определять заселенность каждой из неэквивалентных позиций. Поэтому ядерная гамма-резонансная спектроскопия является прямым методом исследования распределения Fe^{2+} и Fe^{3+} в структурах минералов. Преимуществом метода по сравнению с рентгеноструктурным является экспрессность, возможность использования для измерений порошковых проб. Особую важность этот метод приобретает при исследовании упорядоченности II типа, так как его чувствительность значительно выше, чем чувствительность рентгеноструктурного метода. Однако интерпретация спектров и соотношение дублетов квадрупольного расщепления с закислым и окисным железом в определенных кристаллографических позициях, особенно в структурах, которые обладают несколькими пригодными для заселения этими катионами позициями, невозможна без детального знания структуры в целом и локальной симметрии этих позиций. Кроме того, достоверность данных о распределении Fe^{2+} и Fe^{3+} между позициями зависит от точности определения коэффициента пропорциональности (c) в уравнении, связывающем интегральные интенсивности дублетов, которые отвечают определенным позициям, с содержанием железа в этих позициях:

$$I_{1-1'} : I_{2-2'} = c (T_1 : T_2),$$

где $I_{1-1'}$, $I_{2-2'}$ — интегральные интенсивности дублетов 1—1' и 2—2'; T_1 , T_2 — доли железа в позициях 1 и 2. Между тем определение из мессбауэров-

ских спектров коэффициента s , отражающего соотношение вероятностей эффекта Мессбауэра на ядрах железа в неэквивалентных позициях, возможно только для крайних членов изоморфных серий, нахождение которых в природе очень ограничено. К тому же нельзя уверенно говорить о постоянной величине коэффициента s для всего твердого раствора, особенно если имеются данные об изменении симметрии в пределах ряда. Поэтому для определения этого коэффициента необходимо привлечение данных о заселенности позиций, полученных другими методами (в первую очередь рентгеноструктурным), хотя бы для нескольких составов в пределах каждого ряда твердого раствора.

Упорядоченность катионов в структурах минералов и возможности построения геотермометров

Степень упорядоченности структуры как I, так и II типа является функцией термодинамических параметров системы, в первую очередь температуры. Для высоких температур характерны неупорядоченные модификации, для низких температур — более упорядоченные.

При термодинамическом рассмотрении внутрикристаллических равновесий и их зависимости от параметров T и P используется тот же феноменологический подход, что и при рассмотрении межфазовых равновесий, ибо подрешетки, возникающие в процессе упорядочения катионов, суть самостоятельные фазы без определенных границ раздела. К описанию внутрикристаллического распределения применимы те же уравнения, которые используются для описания распределения элементов между фазами (см. гл. II), и нами здесь не рассматриваются.

При оценке пригодности внутрикристаллического распределения для целей геотермо- и геобарометрии необходимо знать величины тепловых и объемных эффектов реакций внутрикристаллического обмена, степень отклонения распределения от идеальности, скорость и энергию активации реакции, предельную температуру ($T_{\text{пред}}$), ниже которой реакция внутрикристаллического обмена не происходит, и соотношение $T_{\text{пред}}$ с температурой кристаллизации минерала ($T_{\text{крист}}$). Естественно, что для геотермо-геобарометрических целей важны те минералы, в которых реакции перераспределения катионов имеют максимальный тепловой или объемный эффекты, которые протекают с минимальной скоростью и характеризуются высокими значениями $E_{\text{акт}}$ и $T_{\text{пред}}$, близкими к $T_{\text{крист}}$.

Ниже с этих позиций рассматривается распределение закисного и окисного железа, магния по неэквивалентным октаэдрическим позициям в структурах ромбических пироксенов, амфиболов ряда куммингтонит—грюнерит и кальциевых амфиболов (актинолиты, обыкновенные роговые обманки). Распределение Si и Al по тетраэдрическим позициям в структурах каркасных силикатов и его значение для геотермометрии дается в очень краткой форме, так как этот вопрос достаточно широко освещен в литературе.

Упорядоченность I типа

Распределение Fe^{2+} в структурах железомagneзиальных силикатов. Ромбические пироксены. В структуре ромбических пироксенов имеются две неэквивалентные октаэдрические позиции, различающиеся по размерам и локальной симметрии. Меньший по размерам октаэдр M_1 , в вершинах которого находятся только концевые ионы кислорода (участвующие в связи Si—O—Me), характеризуется симметрией, приближающейся к кубической. Октаэдр M_2 имеет в вершинах четыре концевых и два мостиковых иона (участвующих в связях Si—O—Si) и по симметрии существенно отклоняется от кубической. Распределение закисного железа в структурах ромбических пироксенов земного, метеоритного и лунного происхождения исследовалось рентгеноструктурным (Ghose, 1965; Burnham, 1967; Burnham et al., 1971;

Saxena, Ghose, 1971; Takeda, 1971, 1972a, 1972b; Косой и др., 1974) и мессбауэровским (Bancroft et al., 1967; Dundon, Walter, 1967; Evans et al., 1967; Virgo, Hafner, 1969, 1970; Упорядочение Fe^{2+} , Mg. . ., 1973; Распределение Fe^{2+} . . ., 1974) методами.

Все эти исследования показали высокую степень упорядоченности Fe^{2+} в распределении по октаэдрическим позициям: закисным железом в ромбических пироксенах среднего состава заселяется 85—90% позиций M_2 и только 10—15% — позиций M_1 , в которых концентрируется магний, алюминий, окисное железо и титан. Такая высокая степень упорядоченности наблюдается в пироксенах метаморфических пород гранулитовой фации и магматических основных и ультраосновных пород. Лишь в ряде случаев отмечается более низкая степень упорядоченности в пироксенах эффузивного происхождения (Virgo, Hafner, 1970; Упорядочение Fe^{2+} . . ., 1973).

Нами было проведено изучение распределения железа в 18 образцах ромбических пироксенов из пород гранулитовой фации умеренных (субфация IXб) и высоких давлений (субфация IXв), из основных и ультраосновных пород расслоенных интрузий Кольского полуострова. Частично эти результаты опубликованы ранее (Распределение Fe^{2+} . . ., 1974).

Таблица 9

Распределение Fe^{2+} (в ат. ед.) в структурах ромбических пироксенов (по данным мессбауэровской спектроскопии)

Номер образца	Содержание катионов в октаэдрических позициях			Без нагревания		500° C		900° C	
	Fe^{2+}	Mg	Al, Fe^{3+} , Ti	M_1	M_2	M_1	M_2	M_1	M_2
19н	0.37	1.39	0.24	0.02	0.35	Не опр.		Не опр.	
347	0.51	1.24	0.36	0.02	0.49	»		»	
T-38	0.81	1.04	0.16	0.09	0.72	»		»	
606	0.79	1.10	0.06	0.11	0.68	»		»	
576а	0.73	1.11	0.12	0.06	0.67	»		»	
556	0.72	1.18	0.09	0.08	0.64	»		»	
115	0.66	1.16	0.15	0.07	0.59	»		»	
660д	0.24	1.69	0.05	0.02	0.22	»		»	
571	0.74	1.19	0.03	0.08	0.74	0.11	0.63	0.20	0.54
2585а*	0.75	1.17	0.06	0.069	0.081	0.121	0.629	0.209	0.541
34в*	0.97	0.88	0.10	0.218	0.762	0.248	0.722	0.293	0.677
853*	0.99	0.89	0.08	0.175	0.814	0.216	0.774	0.318	0.672
828-9	1.10	0.82	0.03	0.23	0.87	0.32	0.78	0.43	0.67
1978-2	1.18	0.70	0.05	0.33	0.85	0.38	0.80	Не опр.	
1096	1.23	0.59	0.08	0.36	0.87	0.39	0.84	0.47	0.76
142	1.29	0.60	0.08	0.38	0.90	0.43	0.85	0.46	0.82
2588	0.38	1.43	0.14	Не опр.		0.034	0.345	0.073	0.307
1540в	0.52	1.37	0.06	»		0.077	0.443	0.112	0.408

Примечание. 19н — силлиманит-гиперстеновый сланец, колл. А. Н. Неелова (1968 г.); 347 — гранат-гиперстен-плагноклазовый сланец, колл. Л. А. Прияткиной (Гранулитовая фация. . ., 1972); 606 — чарнокит, колл. И. Н. Крылова (1973 г.); 576а — амфибол-двупироксеновый сланец, колл. Л. П. Никитиной (Гранулитовая фация. . ., 1972); 556 — то же; 115 — гиперстен-плагноклазовый сланец, колл. Л. А. Прияткиной (Гранулитовая фация. . ., 1972); 660 д — амфибол-гиперстеновые габбро, колл. М. Д. Крыловой (1973 г.); 571 — гиперстен-гранат-биотитовый гнейс, колл. Л. П. Никитиной (Гранулитовая фация. . ., 1972); 2585а — гиперстен-амфибол-плагноклазовый сланец, колл. И. С. Седовой (1973 г.); 34в — чарнокит, колл. В. М. Шемякина (1973 г.); 853 — то же; 828-9 — двупироксеновый амфиболит, колл. Л. П. Никитиной (Распределение Fe^{2+} . . ., 1974); 1978-2 — гранат-двупироксеновый гнейс, колл. В. С. Байковой (Гранулитовая фация. . ., 1972); 1096 — чарнокит, колл. М. Д. Крыловой (1973 г.); 142 — гранат-двупироксеновый гнейс, колл. Л. П. Бондаренко (1966 г.); 2588 — двупироксеновый сланец, колл. Е. В. Шаркова (1972 г.); 1540 в — гиперстен-гранат-амфиболовый сланец, колл. Г. М. Друговой (1971 г.). Точность определения заселенности позиции M_2 составляет ± 0.01 ; для образцов, отмеченных звездочкой, $\pm 0.003-0.005$ ат. ед.

Данные, приведенные в табл. 9, также показывают высокую степень упорядоченности железа независимо от условий кристаллизации пород, из которых извлечены ромбические пироксены. Распределение закисного катиона между позициями M_1 и M_2 отклоняется от идеального и для его описания в исследованном интервале твердого раствора энстатит—ферросилит приемлемо уравнение степенной функции вида $Fe_{M_1}^{2+} = K (Fe_{M_2}^{2+})^n$. Показатель

степени n в данном уравнении отражает степень отклонения распределения от идеального, так как он является функцией коэффициентов активности закисного железа в позициях M_1 и M_2 . При идеальном распределении $n=1$. В логарифмической форме это уравнение прямой, угол наклона которой определяется величиной n .

Ранее (Распределение Fe^{2+} . . ., 1974) было показано, что предлагаемая нами модель для описания внутрикристаллического распределения Fe^{2+} в природных ромбических пироксенах лучше согласуется с экспериментальными кривыми, чем ионообменная модель, используемая другими авторами.

Зависимость распределения Fe^{2+} от температуры. Как уже указывалось выше, в природных образцах наблюдается одинаковая степень упорядоченности структур пироксенов в отношении Fe^{2+} независимо от их происхождения, что может привести к заключению о независимости распределения Fe^{2+} между позициями M_1 и M_2 от температуры. Об ошибочности этого заключения свидетельствуют эксперименты по нагреванию ромбических пироксенов, проведенные некоторыми авторами (Virgo, Hafner, 1969; Saxena, Ghose, 1971; Распределение Fe^{2+} . . ., 1974).

Мы эксперимент по отжигу проводили следующим образом. Исследуемый образец делился на несколько частей, каждая из которых запаивалась в кварцевую ампулу при разрежении 10^{-5} мм Hg. Отжиг проводился при 500 и 900° С с выдерживанием образцов в течение 240 час. Нагретые образцы закаливались при температуре кипения жидкого азота. Заселенность позиций закисным железом определялась мессбауэровским методом при 78° К.

Методика съемки и математической обработки спектров ромбических пироксенов была подробно изложена группой авторов (Распределение Fe^{2+} . . ., 1974). Данные о распределении железа при 500 и 900° С приведены в табл. 9 и на рис. 37.

Ниже приведены значения коэффициента K и показателя n для ненагретых (верхняя строка) и нагретых образцов (средняя строка — при 500°, нижняя — при 900° С).

$\ln K$	K	n
-0.6309 ± 0.1742	0.532	4.6053 ± 0.4814
-0.4901 ± 0.1481	0.613	2.7947 ± 0.2531
-0.1738 ± 0.1546	0.840	2.3381 ± 0.2238

Анализ приведенных данных позволяет сделать следующие выводы: 1) нагревание вызывает существенное перераспределение закисного железа между позициями M_1 и M_2 — распределение стремится к статистическому ($K \rightarrow 1$), но не достигает такого даже при максимальных температурах отжига; 2) с повышением температуры характер распределения меняется — степень отклонения распределения от идеального уменьшается ($n \rightarrow 1$).

Зависимость распределения Fe^{2+} от давления. Рентгенометрические исследования ромбических пироксенов, отожженных

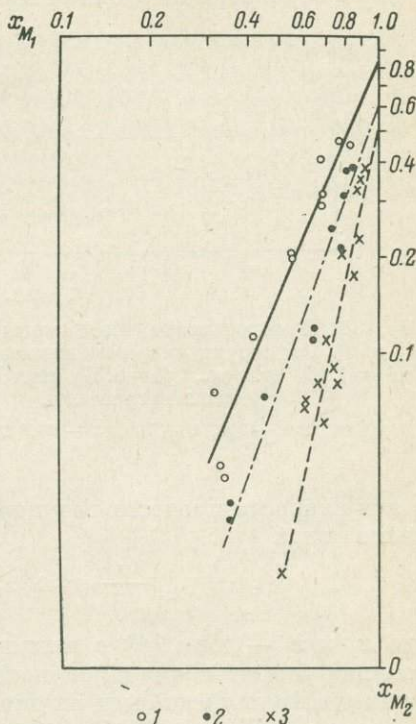


Рис. 37. Распределение Fe^{2+} между позициями M_1 и M_2 в структурах ромбических пироксенов как функции температуры.

1 — без нагревания, 2 — при 500° С, 3 — при 900° С.

при различных температурах, показали, что при повышении степени беспорядка в распределении Fe^{2+} не наблюдается изменения объемов элементарной ячейки, так как увеличение параметров a и b компенсируется уменьшением параметра c (Тарасов, Никитина, 1974; Тарасов и др., 1975). Это говорит об отсутствии объемного эффекта реакции перераспределения Fe^{2+} в структурах ромбических пироксенов.

С данными выводами согласуются результаты эксперимента, проведенного Вирго и Хафнером (Virgo, Hafner, 1969). Заселенность железом позиций M_1 и M_2 в образце, отожженном при 1000° и давлениях в 1 атм, 7.2 и 18.7 кб, оказалась одинаковой в пределах ошибки.

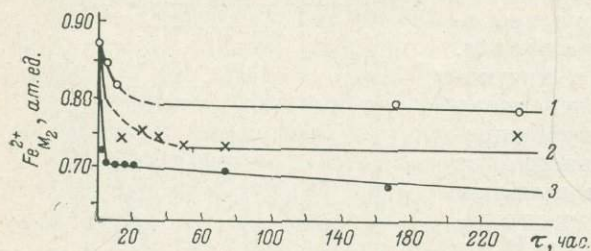
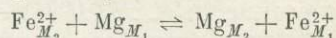


Рис. 38. Распределение Fe^{2+} между позициями M_1 и M_2 в структурах ромбических пироксенов ($Fe^{2+}=1.10$ ат. ед., $f_m=0.57$) как функция времени нагревания.

1 — 500, 2 — 700, 3 — 900° С.

Кинетика процесса разупорядочения Fe^{2+} . Первые исследования кинетики разупорядочения Fe^{2+} в структурах ромбических пироксенов были выполнены Д. Вирго и С. Хафнером (Virgo, Hafner, 1969), которые исходили из ионообменной реакции перераспределения Fe^{2+} между октаэдрическими позициями M_1 и M_2 :



и для скорости процесса разупорядочения использовали кинетическое уравнение вида

$$\frac{dx_2}{d\tau} = -k_{12}x_1(1-x_2) - k_{21}x_2(1-x_1),$$

где x_1 и x_2 — доли Fe^{2+} в позициях M_1 и M_2 ; k_{21} и k_{12} — константы скорости реакций упорядочения и разупорядочения; τ — время нагревания. На основе этого уравнения ими были вычислены константы скорости реакции разупорядочения для 500 и 1000° С, равные соответственно $6.5 \cdot 10^{-5}$ и $1 \cdot 10^{-2}$ мин.⁻¹, и энергия активации разупорядочения Fe^{2+} , равная около 20 ккал/моль.

Нами были повторены кинетические эксперименты на образце ромбического пироксена, идентичного изученному Д. Вирго и С. Хафнером ($Fe_{обм}^{2+}=1.10$ ат. ед., $f_m=0.57$), так как, на наш взгляд, идеальная ионообменная модель для описания распределения Fe^{2+} в природных образцах не пригодна.

Описание эксперимента дано ранее (Кинетика процесса... , 1974), здесь же мы приводим только основные выводы.

Кинетические кривые для 500 и 900° С (рис. 38) показывают, что в протекании процесса разупорядочения грубо можно выделить по крайней мере два этапа. В первый этап продолжительностью около 10 час. при 500° С и около 4 час. при 900° С происходит перераспределение приблизительно 80% всего перераспределяющегося в течение 168—240 час. количества закисного железа.

На рис. 39 экспериментальные точки как для 500°, так и для 900° С удовлетворительно аппроксимируются двумя прямыми, пересекающимися для первого случая в точке, которая отвечает 10 час., для второго — 4 час. Это указывает на то, что для каждого из этапов порядок реакции равен единице и для описания процесса разупорядочения приемлемо кинетическое уравнение реакции 1-го порядка. В этом случае изменение доли Fe^{2+} в позиции M_2 в зависимости от времени τ при некоторой постоянной температуре выражается уравнением

$$[Fe_{M_2}^{2+}] = [Fe_{M_2}^{2+}]_0 e^{-k\tau},$$

где $[\text{Fe}_{M_2}^{2+}]_0$ — доля Fe^{2+} в позиции M_2 в начальный момент времени, k — константа скорости разупорядочения, τ — время нагревания.

Вычисленные на основе этого уравнения k (в мин.⁻¹) I и II этапов процессов разупорядочения для разных температур приведены ниже.

$T, ^\circ\text{C}$	I этап	II этап
500	$1.3 \cdot 10^{-4}$	$3.0 \cdot 10^{-6}$
700	—	$4.0 \cdot 10^{-6}$
900	$8.6 \cdot 10^{-4}$	$4.6 \cdot 10^{-6}$

Константа скорости I этапа на два порядка больше таковой II этапа.

Полное разупорядочение структуры, т. е. статистическое распределение Fe^{2+} между позициями, в образце с содержанием Fe^{2+} , равным 1.10 ат. ед., может быть достигнуто при 500°C по истечении 125 000 час. и при 900°C — по истечении 5200 час. Вычисленные энергии активации для I и II этапов соответственно равны 8.4 и 1.9 ккал/моль и характерны для процессов диффузии.

Конечно, следует иметь в виду, что выделение двух этапов в процессе разупорядочения является достаточно грубым приближением, так как, по-видимому, этот процесс протекает ступенчато, проходя ряд этапов с уменьшением скорости в каждый последующий этап. Очевидно, результатом того, что наши данные позволяют выделить только два этапа, являются заниженные значения энергии активации перераспределения железа на каждом из этапов, которые в действительности несколько выше.

Таким образом, кинетические эксперименты показывают, что процессы разупорядочения (и упорядочения) протекают с большой скоростью и характеризуются низкими значениями энергии активации. Кроме того, предельная температура, ниже которой процессы перераспределения Fe^{2+} в структуре ромбических пироксенов прекращаются ($T_{\text{пред}}$), находится в пределах 450 — 480° , т. е. значительно ниже температуры кристаллизации пироксенов как магматических, так и метаморфических пород. Учитывая большие скорости упорядочения Fe^{2+} в структуре ромбических пироксенов, значительно превышающие скорость остывания магматического очага, естественно ожидать, что еще в процессе остывания магматического очага или на регрессивной стадии процесса метаморфизма произойдет полное упорядочение структуры ромбических пироксенов без дополнительных тепловых воздействий. Таким образом, одинаково высокая степень упорядоченности Fe^{2+} в структурах ромбических пироксенов интрузивного, вулканического и метаморфического происхождения объясняется кинетическими факторами реакций перераспределения закисного железа.

Наблюдаемая в редких случаях в эффузивных пироксенах несколько меньшая степень упорядочения скорее всего связана с явлением закалки при быстром остывании пород.

Итак, несмотря на значительный тепловой эффект этих реакций, большая скорость и низкая энергия активации процессов упорядочения, низкая предельная температура делают невозможным использование распределения Fe^{2+} между неэквивалентными октаэдрическими позициями в структуре ромбических пироксенов в качестве критерия оценки температуры кристаллизации этого минерала. Поскольку объемный эффект реакции перераспре-

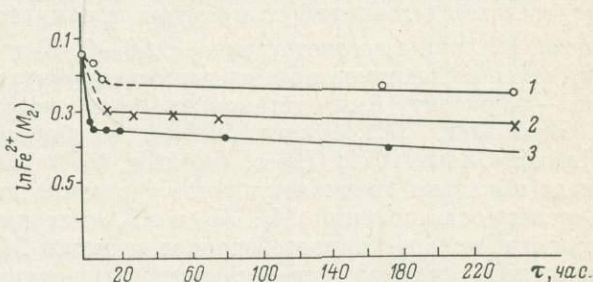


Рис. 39. Линейный характер зависимости $\ln[\text{Fe}_{M_2}^{2+}]$ от времени нагревания.

Обозначения те же, что на рис. 38.

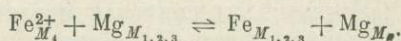
деления Fe^{2+} между позициями в структуре этих минералов равен нулю, построение геобарометра на основе этого распределения также невозможно.

Амфиболы куммингтонит-грюнеритового ряда. В кристаллической структуре куммингтонитов с пространственной группой симметрии $C2/m$ имеются четыре неэквивалентные октаэдрические позиции (M_1, M_2, M_3, M_4), заселяемые катионами Mg и Fe^{2+} . Кратности позиций соответственно равны 2, 2, 1, 2.

Первые три позиции очень близки между собой по размерам и являются почти правильными октаэдрами. Позиция M_4 , обычно более крупная по сравнению с остальными тремя, сильно искажена, так как расстояние $M_4-O_{(4)}$ значительно меньше, а расстояние $M_4-O_{(6)}$ значительно больше среднего межкатионного расстояния в этом полиэдре. Отличие M_4 от других октаэдрических позиций наглядно выступает при сравнении коэффициентов искажения, которые определяются как $(M-O)_{\text{макс}} - (M-O)_{\text{мин}}$. Эти коэффициенты, по данным уточнений структуры куммингтонитов рентгеноструктурным методом, равны соответственно (0.66—0.76) и (0.07—0.08) Å. Характер распределения катионов по позициям в структурах амфиболов ряда куммингтонит—грюнерит был установлен рентгеноструктурным (Ghose, Hellner, 1959; Fisher, 1966; Finger, 1967) и мессбауэровским (Bancroft et al., 1967; Hafner, Ghose, 1971; Ghose, Weidner, 1972) методами. Во всех исследованиях было показано предпочтительное заселение позиции M_4 закисным железом. Заселенность позиций M_1, M_2 и M_3 этим катионом почти одинакова, хотя и отмечается некоторое обеднение позиции M_2 . Общая схема распределения закисного железа представляется следующим образом: $\text{Fe}_{M_4} \gg \text{Fe}_{M_1} = \text{Fe}_{M_3} > \text{Fe}_{M_2}$.

Если пренебречь незначительным обеднением позиции M_2 по сравнению с M_1 и M_3 , можно считать, что Fe^{2+} в этих позициях распределено статистически, и оценивать степень упорядочения структуры куммингтонитов в отношении Fe^{2+} по заселенности позиции M_4 и некой позиции $M_{1,2,3}$. Это тем более оправдано, что в мессбауэровских спектрах дублеты, отвечающие Fe^{2+} в позициях M_1, M_2 и M_3 , не разрешены.

Для описания распределения Fe^{2+} между позициями M_4 и $M_{1,2,3}$ при значениях $f_m < 0.7$ приемлема модель идеального твердого раствора (Hafner, Ghose, 1971; Ghose, Weidner, 1972). В этом случае мерой степени упорядоченности является константа равновесия ионообменной реакции



Константа равновесия равна

$$K = \frac{x_{M_{1,2,3}}(1 - x_{M_4})}{x_{M_4}(1 - x_{M_{1,2,3}})},$$

где $x_{M_{1,2,3}}$ и x_{M_4} — мольные доли Fe^{2+} соответственно в позициях $M_{1,2,3}$ и M_4 .

Однако для более железистых составов [$f_m > 0.7$] эта модель уже не пригодна и используется модель регулярного твердого раствора (Hafner, Ghose, 1971). В этом случае константа равновесия выражается уравнением

$$K = \frac{x_{M_{1,2,3}}(1 - x_{M_4}) \exp[(1 - 2x_{M_{1,2,3}})\omega_{M_{1,2,3}}/RT]}{(1 - x_{M_{1,2,3}})x_{M_4} \exp[(1 - 2x_{M_4})\omega_{M_4}/RT]},$$

где $\omega_{M_{1,2,3}}$, ω_{M_4} — константы взаимодействия катионов в растворе. Они равны нулю в случае идеальных твердых растворов.

Зависимость распределения Fe^{2+} от температуры. Эксперименты по отжигу куммингтонитов при температурах 398, 500, 600 и 700°С были проведены С. Гхоусом и Дж. Вейднером (Ghose, Weidner, 1972), которые показали существенное перераспределение закис-

ного железа между позициями M_4 и $M_{1,2,3}$. Повышение температуры приводило к обогащению этим катионом позиции $M_{1,2,3}$, т. е. к разупорядочению структуры (табл. 10). Эти же эксперименты позволили оценить температуру, ниже которой процессы упорядочения Fe^{2+} практически не происходят: $T_{пред} \approx 425^\circ C$. Однако авторы предполагают, что эта температура зависит от состава амфиболов.

Известно, что куммингтониты кристаллизуются в широком диапазоне температур (от низкотемпературной зеленосланцевой до гранулитовой фации) и для куммингтонитов низкотемпературных образований температура кристаллизации ниже предельной температуры. Исходя из этого, С. Гхоусом и Дж. Вейднером для низкотемпературных образований был предложен геотермометр, основанный на зависимости коэффициента внутрискристаллического распределения от температуры. Суть метода заключается в следующем.

В случае идеального распределения для коэффициента распределения справедливо соотношение $K = e^{-\Delta G/RT}$, или $\Delta G = -RT \ln K$. Величину ΔG можно получить, отжигая образец при определенной температуре и определяя в нем коэффициент распределения Fe^{2+} между позициями мессбауэровским или рентгеноструктурными методами. Далее, полагая, что ΔG не меняется с изменением температуры и при известном K в ненагретом образце, легко определить температуру кристаллизации этого образца из уравнения $T^\circ(K) = -\frac{\Delta G}{R \ln K}$.

Точность определения температуры кристаллизации ненагретых образцов повышается, если отжиг производится при нескольких температурах. Это позволяет рассчитать зависимости между $\ln K$ и $\frac{1}{T^\circ(K)}$ для нагретых образцов и, интерполируя полученные прямые в область низких температур, оценить температуры образования образцов.

С. Гхоус и Дж. Вейднер определили таким образом температуру кристаллизации куммингтонита из зоны метасоматоза на контакте с сульфидной жилкой ($T = 290 \pm 30^\circ C$), которая достаточно хорошо согласуется с температурой, определенной изотопным методом.

Применение данного метода возможно только для низкотемпературных образований с $T_{крист} < T_{пред}$.

Кальциевые амфиболы. В структуре амфиболов имеются только три позиции октаэдрически координированных катионов (Fe^{2+} , Mg , Fe^{3+} , Al^{3+} , Ti^{3+}), так как позиция M_4 имеет координацию, равную восьми, и заселена круп-

Таблица 10

Распределение Fe^{2+} в структуре куммингтонитов при различных температурах (Ghose, Weidner, 1972)

Номер образца	$\frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mg}$	398° C			500° C			600° C			700° C		
		Без нагревания	К		x_{M_4}	$x_{M_{1,2,3}}$	К	x_{M_4}	$x_{M_{1,2,3}}$	К	x_{M_4}	$x_{M_{1,2,3}}$	К
10 441	0.184	0.57	0.03	0.87	0.79	0.19	0.072	0.44	0.08	0.411	0.71	0.22	0.117
118 125	0.364	0.88	0.16	0.87	0.74	0.23	0.111	0.74	0.21	0.096	0.69	0.25	0.157
Д Н7-482	0.378	0.78	0.22	0.87	0.74	0.23	0.111	0.73	0.24	0.425	0.69	0.25	0.157

Примечание. Ошибка определения x_{M_4} и $x_{M_{1,2,3}}$ для последних двух образцов равна соответственно ± 0.01 и ± 0.004 , для обр. 10 441 ± 0.02 и ± 0.01 .

Коэффициенты кристаллохимических формул амфиболов (в расчете на 13 катионов)

Катионы	Номер образца																			
	5/4	1197	10/8	4/3	576a	1178a	593	130г	96	598e	217	1230д	227г	108	119	156/54	C-388	135	Л-101	257/101
Si ⁴⁺	7.73	7.92	7.73	7.10	6.07	6.47	6.38	6.20	6.31	7.42	6.34	6.58	6.20	6.42	6.49	6.75	6.46	6.25	6.18	6.16
Ti ⁴⁺	0.04	—	—	0.05	0.22	0.05	0.08	0.04	0.09	0.12	0.13	0.10	0.27	0.09	0.08	0.02	0.23	0.07	0.38	0.42
Al ³⁺	0.62	0.02	0.20	0.82	2.34	1.96	1.99	3.04	2.73	0.39	2.34	1.79	2.07	2.66	2.42	1.46	1.93	1.68	1.55	1.51
Fe ³⁺	0.07	0.24	0.03	0.31	0.50	0.37	0.46	0.10	0.21	0.61	0.43	0.74	0.26	0.22	0.16	0.23	0.61	1.07	0.75	0.55
Fe ²⁺	0.58	0.64	0.82	1.18	1.34	1.46	1.48	1.58	1.58	1.70	1.82	1.76	1.96	1.91	2.00	2.20	2.87	3.34	3.42	3.72
Mn ²⁺	0.01	0.01	—	0.03	—	0.03	—	—	—	0.03	0.03	0.02	0.03	—	—	0.04	0.03	0.15	0.05	0.08
Mg ²⁺	3.93	4.18	4.15	3.43	2.53	2.66	2.61	2.03	2.07	2.73	1.91	2.01	2.21	1.62	1.85	2.30	0.89	0.42	0.67	0.61
Ca ²⁺	1.81	1.77	1.58	1.70	1.70	1.79	1.68	1.84	1.66	1.51	1.88	1.96	1.78	2.12	1.72	1.83	1.91	1.71	1.73	1.73
Na ¹⁺	0.10	0.24	0.13	0.30	0.43	0.37	0.42	0.16	0.33	0.77	0.34	0.44	0.44	0.25	0.39	0.88	0.49	0.67	0.54	0.53
K ¹⁺	0.01	0.04	0.02	0.10	0.31	0.06	0.28	0.07	0.05	0.13	0.18	0.20	0.23	0.08	0.03	0.09	0.34	0.33	0.31	0.32
OH ⁻	—	2.25	—	—	1.62	2.08	2.34	2.36	1.71	2.20	2.34	2.20	1.47	1.98	2.66	2.36	1.95	2.76	2.67	2.62

Таблица 11 (продолжение)

Катионы	Номер образца																			
	598в	3125б	3Н-141б	563г	261/3	2071a	554б	430б	33/65	395	112в/45	280	14/10	280г	85a	117	19	25	59a	372
Si ⁴⁺	6.12	6.37	6.14	6.14	6.25	5.95	6.64	6.52	7.59	7.33	7.01	7.49	7.06	7.12	7.42	7.06	6.30	7.56	7.56	7.77
Ti ⁴⁺	0.19	0.09	0.40	0.17	0.15	0.09	0.02	0.24	0.03	0.02	0.05	—	0.05	0.05	0.08	0.08	0.08	0.82	0.04	0.05
Al ³⁺	2.39	1.83	1.81	2.06	2.25	2.17	1.72	2.08	0.35	0.77	1.09	0.51	0.89	1.00	1.16	1.09	1.84	0.44	0.59	0.50
Fe ³⁺	0.37	0.65	0.36	0.83	0.54	0.74	0.40	0.31	0.09	0.19	0.47	0.21	0.56	0.29	0.21	0.11	0.02	0.23	0.36	0.18
Fe ²⁺	1.43	1.53	1.68	1.74	1.81	3.14	1.05	1.70	0.66	1.05	1.19	1.27	1.42	1.66	1.81	1.98	2.01	1.09	0.96	0.96
Mn ²⁺	0.03	0.03	0.03	0.04	0.01	0.04	0.02	0.01	0.02	0.03	0.05	0.03	0.04	0.05	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04
Mg ²⁺	2.48	2.62	2.58	2.06	2.00	0.87	3.16	2.13	4.23	3.71	3.14	3.49	2.98	2.83	2.29	2.61	2.72	3.65	3.57	3.70
Ca ²⁺	2.03	1.97	1.80	1.83	2.13	1.76	1.74	1.93	1.97	1.88	1.90	2.04	1.92	2.11	1.68	1.68	1.19	1.78	1.68	1.66
Na ¹⁺	0.50	0.43	0.47	0.43	0.40	0.44	0.41	0.50	0.09	0.12	0.20	0.14	0.08	0.22	0.18	0.14	0.23	0.17	0.12	0.16
K ¹⁺	0.26	0.23	0.34	0.28	0.28	0.38	0.18	0.23	0.02	—	0.05	0.05	0.09	0.11	0.04	0.03	0.02	0.05	0.05	0.06
OH ⁻	1.27	1.40	1.99	2.22	2.25	2.12	1.94	2.02	—	—	—	2.46	—	2.49	2.05	2.99	4.75	1.87	1.98	1.65

ными катионами (Ca, Na, K). Октаэдрические позиции M_1 , M_2 и M_3 , кратности которых равны 2, 2 и 1, различаются по размерам и степени отклонения от октаэдрической симметрии. В тремолите позиции M_1 и M_3 с четырьмя атомами кислорода (O_1 и O_2) и двумя гидроксильными группами (структурная позиция O_3) в вершинах имеют форму почти правильных октаэдров. Координационный полиэдр M_2 , в вершинах которого находятся только атомы кислорода, более мелкий и симметрия его значительно отклоняется от кубической. В роговых обманках и паргаситах октаэдр M_3 остается почти правильной формы, но заметно возрастает искажение полиэдра M_1 . Коэффициенты искажения для позиций M_1 , M_2 и M_3 в этих амфиболах с содержанием закисного железа (1.08—1.27) ат. ед. равны соответственно 0.055—0.081, 0.080—0.109 и 0.004—0.014 Å.

Данные о распределении элементов по октаэдрическим позициям в структурах кальциевых амфиболов ряда тремолит—актинолит, роговых обманках и паргаситах были получены главным образом при уточнении структур рентгеноструктурным монокристалльным методом (Papike et al., 1969; Mitchell et al., 1971; Robinson et al., 1973; Hawthorne, Grundy, 1973a; Литвин, 1973). Во всех исследованных образцах было показано предпочтительное заселение самой мелкой и наиболее нарушенной позиции M_2 катионами магния, алюминия, окисного железа и титана. Эта позиция относительно обеднена закисным железом по сравнению с двумя другими. Характер распределения закисного железа и магния между позициями M_1 и M_3 до конца не был выяснен. Некоторые авторы допускают статистическое распределение (Papike et al., 1969; Robinson et al., 1973), другие показывают незначительное обогащение закисным железом либо позиции M_1 (Mitchell et al., 1971; Литвин, 1973), либо M_3 (Hawthorne, Grundy, 1973).

Нами были исследованы актинолиты и роговые обманки из метаморфических пород эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций, а также из гранитов. Химический состав образцов приведен в табл. 11. Для изучения распределения катионов между неэквивалентными октаэдрическими позициями были использованы мессбауэровский и инфракрасный методы.

Методика съемки мессбауэровских спектров, математической обработки их с целью разложения на составляющие заданной формы, соотнесение дублетов квадрупольного расщепления с Fe^{2+} в различных позициях и определение заселенности этих позиций закисным железом изложены в работе «Распределение железа в структурах кальциевых амфиболов по данным мессбауэровской спектроскопии» (1973).

Примечание. 5/4 — актинолит из амфиболита, колл. А. Л. Литвина; 1197 — то же из актинолит-магнетитового кварцита, колл. В. Б. Дагелайского; 10/8 — то же из ксенолита куммингтонит-актинолитовой породы в перматите, колл. А. Л. Литвина; 4/3 — обыкновенная роговая обманка из амфиболита, колл. А. Л. Литвина; 576а — то же из пироксен-амфиболового гнейса, колл. Л. П. Никитиной; 1178а — из биотит-амфиболового гнейса, колл. В. Б. Дагелайского; 598 — то же из гранат-пироксен-амфиболового гнейса, колл. Л. П. Никитиной; 130г — то же из гранатового амфиболита, колл. Н. И. Москвиченко; 96 — то же из амфибол-графитового сланца, колл. С. И. Турченко; 598е — обыкновенная роговая обманка из пироксен-амфиболового сланца, колл. Л. П. Никитиной; 217 — то же из гранат-амфибол-биотитового гнейса, колл. С. И. Турченко; 1230д — то же из амфибол-эпидот-плаггиоклазового сланца, колл. Р. П. Милькевич; 227г — то же из двупироксенового амфиболита, колл. Л. П. Никитиной; 108 — то же из гранатового амфиболита, колл. Н. И. Москвиченко; 119 — то же из кианитового амфиболита, колл. Н. И. Москвиченко; 156/54 — то же из амфиболита, колл. В. М. Орса; С-388 — амфибол из биотит-амфиболового гранита, колл. М. М. Мануйловой; 135 — обыкновенная роговая обманка из амфиболового гранито-гнейса, колл. М. М. Мануйловой; Л-101 — амфибол из биотит-амфиболового гранита, колл. Р. З. Левковского; 257/101 — то же из гранита рапакиви, колл. А. Л. Литвина; 598в — обыкновенная роговая обманка из амфиболита, колл. Л. П. Никитиной; 31256 — амфибол из пироксен-амфиболового сланца, колл. В. А. Глебовицкого; ЗН-1416 — то же из диопсид-амфиболовой породы, колл. В. С. Байковой; 563г — обыкновенная роговая обманка из биотит-амфиболового сланца, колл. А. Н. Неелова; 261/3 — то же из гранат-амфиболового сланца, колл. Л. А. Прияткиной; 2071а — то же из биотит-амфиболового сланца, колл. А. Н. Неелова; 5546 — амфибол из биотит-пироксен-амфиболового сланца, колл. А. Н. Неелова; 4306 — то же из амфибол-двупироксенового сланца, колл. В. Б. Дагелайского; 33/65 — актинолит из актинолитовой породы, колл. В. М. Орса; 395 — то же из хлорит-альбит-актинолитовой породы, колл. В. Д. Ладиевой; 112в/45 — то же из актинолит-плаггиоклаз-кварцевой породы, колл. А. Л. Литвина; 280 — то же из амфиболита, колл. Л. П. Никитиной; 14/10 — амфибол из амфиболита, колл. А. Л. Литвина; 280д — то же из амфиболита, колл. Л. П. Никитиной; 85а — актинолит из актинолит-хлорит-альбит-эпидотового сланца, колл. Г. Г. Дук; 117 — то же из актинолит-хлорит-альбит-эпидотового сланца (метагаббро), колл. Г. Г. Дук; 49 — то же из актинолит-хлорит-альбит-эпидотового сланца (метагаббро), колл. Г. Г. Дук; 25 — то же из актинолит-хлорит-альбит-кварцевого сланца, колл. Г. Г. Дук; 59а — то же из амфибол-биотитовых гранитов (Рошова, 1974); 372 — то же (Рошова, 1974). Большая часть H_2O присутствует в молекулярной форме.

Распределение Fe^{2+} и Fe^{3+} (в ат. ед.) в структурах кальциевых амфиболов (по данным мессауэровской спектроскопии)

Номер образца	Fe^{2+}			Fe^{3+}		
	M_1	M_2	M_3	октаэдрические позиции	тетраэдрические позиции	$K_{\text{окт-тетр}}$
Амфиболы природные						
5/4	0.14	0.08	0.16			
1197	0.10	0.03	0.40	0.12	0.12	1.00
10/8	0.11	0.10	0.40	0.01	0.05	0.20
4/3	0.28	0.08	0.47	0.16	0.15	1.07
576a	0.27	0.17	0.49	0.28	0.18	1.56
1178a	0.34	0.17	0.45	0.20	0.17	1.18
598	0.43	0.06	0.50	0.20	0.26	0.77
130г	0.28	0.21	0.61	0.05	0.05	1.00
96	0.27	0.30	0.48	0.02	0.17	0.12
598e	0.43	0.11	0.61	0.17	0.44	0.39
217	0.28	0.27	0.74	0.09	0.34	0.27
1230д	0.34	0.12	0.85	0.25	0.49	0.51
227г	0.31	0.41	0.52	0.13	0.13	1.00
108	0.53	0.30	0.32	0.05	0.17	0.29
119	0.49	0.22	0.60	0.08	0.08	1.00
156/54	0.48	0.25	0.79	0.12	0.11	1.09
С-388	0.78	0.22	0.89	0.29	0.32	0.91
135	0.96	0.22	1.00	0.56	0.51	1.10
Л-101	0.46	0.77	0.96	0.43	0.33	1.30
257/101	0.83	0.54	1.00	0.34	0.21	1.62
598в	Не опр.			0.11	0.26	0.42
31256	»			0.23	0.42	0.54
ЗН-1416	»			0.19	0.17	1.12
563г	»			0.29	0.54	0.54
261/3	»			0.18	0.36	0.50
2071a	»			0.22	0.52	0.42

Амфиболы отожженные

При 500° С

156/54	0.52	0.14	0.89	0.14	0.09	1.56
С-388	0.68	0.23	1.05	0.38	0.23	1.65
2071a	1.00	0.17	0.70	0.43	0.31	1.39
Л-101	0.95	0.24	1.04	0.50	0.26	1.92

При 700° С

1197	0.13	0.04	0.31	0.13	0.11	1.18
5546	0.32	0.04	0.33	0.26	0.14	1.86
576a	0.33	0.15	0.40	0.27	0.19	1.42
4306	0.32	0.19	0.68	0.19	0.12	1.58
563г	0.43	0.20	0.49	0.51	0.32	1.59
119	0.43	0.40	0.36	0.09	0.07	1.30
156/54	0.62	0.19	0.89	0.11	0.12	0.92
С-388	0.56	0.58	0.61	0.40	0.21	1.90
2071a	1.00	0.17	0.80	0.46	0.28	1.64
Л-101	1.04	0.30	0.76	0.54	0.22	2.45

Примечание. Для обр. 598в, 31256, ЗН-1416, 563г, 261/3, 2071a произведена только четырёхлинейная аппроксимация спектров закисного железа. Ошибка определения содержания Fe^{2+} в октаэдрических позициях составляет $\pm 10\%$, для Fe^{3+} в октаэдрической и тетраэдрической позициях $\pm 5\%$.

Отметим только, что нам удалось разложить спектры большинства кальциевых амфиболов на три дублета закисного железа и два дублета окисного железа, что позволило оценить заселенность всех октаэдрических позиций закисным железом (табл. 12). Разработанный нами инфракрасный метод (Использование колебаний. . ., 1973) также дал возможность определить доли Fe^{2+} и Mg во всех октаэдрических позициях в структурах амфиболов, содержащих в этих позициях трехвалентные катионы (Al и Fe^{3+}) в количестве, меньшем 0.76 ат. ед. (табл. 13).

Т а б л и ц а 13

Распределение Fe^{2+} и Mg (в ат. ед.) в структурах кальциевых амфиболов (по данным инфракрасной спектроскопии)

Номер образца	Fe^{2+}			Mg		
	M_1	M_2	M_3	M_1	M_2	M_3
33/65	0.22	0.13	0.39	0.85	0.30	0.59
395	0.17	0.16	0.40	0.84	0.75	0.62
112в/45	0.29	0.10	0.42	0.72	0.54	0.58
280	0.22	0.21	0.41	0.78	0.67	0.59
14/10	0.33	0.16	0.45	0.66	0.56	0.55
280д	0.31	0.29	0.46	0.69	0.46	0.54
85а	0.42	0.24	0.47	0.56	0.27	0.53
117	0.48	0.29	0.41	0.50	0.46	0.59
19	0.44	0.33	0.47	0.55	0.50	0.58
25	0.30	0.04	0.42	0.70	0.83	0.58
59а	0.25	0.02	0.42	0.75	0.75	0.58
372	0.22	0.02	0.48	0.78	0.65	0.53

П р и м е ч а н и е. Ошибка определения содержаний катионов в позициях составляет ± 0.03 .

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы: 1) в структурах кальциевых амфиболов наблюдается некоторая упорядоченность в распределении Fe^{2+} по октаэдрическим позициям и доля его при этом возрастает в последовательности $M_2 < M_1 \leq M_3$; 2) не наблюдается закономерных различий в распределении закисного железа в амфиболах из пород, кристаллизовавшихся в различных термодинамических условиях.

З а в и с и м о с т ь р а с п р е д е л е н и я Fe^{2+} о т т е м п е р а т у р ы. Отжиг образцов проводился при температуре 500 и 700° С в запаянных кварцевых ампулах, откаченных до $P_{\text{O}_2} = 10^{-5}$ мм Hg, в течение 240 час. При повышении температуры происходит перераспределение Fe^{2+} между позициями таким образом, что уже при 700° С доля Fe^{2+} в позициях M_1 и M_3 становится почти одинаковой, оставаясь более низкой в октаэдре M_2 . В высокожелезистых амфиболах позиция M_1 оказывается более обогащенной закисным железом по сравнению с M_3 . Для этих образцов схема упорядоченности следующая: $\text{Fe}_{M_1} > \text{Fe}_{M_3} > \text{Fe}_{M_2}$.

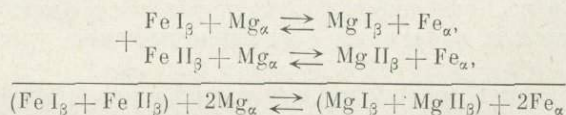
Кинетика реакций перераспределения Fe^{2+} между октаэдрическими позициями в структурах кальциевых амфиболов не изучена.

Эксперименты по отжигу позволяют заключить, что скорость процесса упорядочения Fe^{2+} сопоставима со скоростью разупорядочения этого катиона в структурах ромбических пироксенов. Этим, по-видимому, и объясняется тот факт, что степень упорядоченности Fe^{2+} не различается для амфиболов из пород эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций, а также из гранитов. К тому же значение $T_{\text{пред}}$ находится также в интервале 400—500°. Следует учитывать еще тот факт, что точность определения доли Fe^{2+} в октаэдрических позициях мессбауэровским и инфракрасным методом составляет $\pm 10\%$, с чем, по-видимому, связан значительный разброс коэффициентов распределения Fe^{2+} в амфиболах, характеризующихся сходной геологической ситуацией. Эта точность выше для амфиболов тремолит-актинолитового ряда, так как разрешение мессбауэровских спектров и

ИК-спектров валентных колебаний OH^- значительно лучше в этих амфиболах по сравнению с высокоглиноземистыми кальциевыми амфиболами. Кроме того, температура кристаллизации актинолитов пумпеллиит-актинолитовой, глаукофан-лавсонитовой, глаукофан-цоизитовой фаций и фации зеленых сланцев ниже предельной температуры. Следовательно, для низкотемпературных образований (в том числе и низкотемпературных метасоматических и гидротермальных жил) амфиболы тремолит-актинолитового ряда являются перспективными для определения температуры кристаллизации на основе распределения Fe^{2+} по неэквивалентным октаэдрическим позициям. При этом может быть использован тот же методический подход, который предложен С. Гхоусом и Дж. Вейднером (Ghose, Weidner, 1972) в куммингтонитовом геотермометре. В процессе отжига образца при нескольких температурах определяется зависимость между $\ln K$ и $1/T^\circ \text{K}$, которая позволяет найти температуру ненагретого образца. В случае отжига при одной температуре может быть использовано соотношение $T^\circ \text{K} = -\frac{\Delta G}{R \ln K}$.

Резюмируя вышесказанное, можно прийти к заключению, что распределение закисного железа по неэквивалентным позициям в структурах железомagneзиальных силикатов мало пригодно для целей термометрии в силу больших скоростей и малых энергий активации реакций внутрикристаллического обмена, а также достаточно низких по отношению к температурам кристаллизации предельных температур, ниже которых эти реакции в структуре не происходят. Лишь распределение Fe^{2+} в структурах минералов, кристаллизующихся в диапазоне температур ниже $T_{\text{пред}}$, таких как амфиболы куммингтонитового или актинолитового состава, может использоваться для оценки условий кристаллизации метаморфических пород низкотемпературных фаций и других низкотемпературных образований (метасоматиты, гидротермальные жилы).

Возможность градуировки распределения Fe^{2+} и Mg между фазами по распределению Fe^{2+} и Mg внутри фаз. Рассмотрим две фазы, из которых одна (α) имеет только один тип позиций, а другая (β) — два типа, I и II. Обмен Fe и Mg между фазами будет происходить согласно двум обменным реакциям:



Коэффициент распределения выразится следующим образом:

$$K_{\text{Mg-Fe}}^{\alpha-\beta} = \frac{\text{Mg I}_\beta \text{Mg II}_\beta (\text{Fe}_\alpha)^2}{\text{Fe I}_\beta \text{Fe II}_\beta (\text{Mg}_\alpha)^2} = K_{\text{Mg-Fe}}^{\alpha-\text{I}} K_{\text{Mg-Fe}}^{\alpha-\text{II}}$$

Таким образом, коэффициент распределения $\text{Mg} - \text{Fe}$ между фазами α и β при условии, что фаза β имеет две энергетически различные позиции, равен произведению коэффициентов распределения $\text{Mg} - \text{Fe}$ между фазой α и каждой из двух позиций в фазе β .

Это соотношение дает нам возможность по коэффициенту межфазового распределения определить коэффициент внутрифазового распределения (K_i). Действительно,

$$K = \frac{x_I x_{\text{II}}}{(1-x_I)(1-x_{\text{II}})} \cdot \frac{(1-x_\alpha)^2}{x_\alpha^2},$$

где $x_I = \frac{\text{Mg}_I}{\text{Mg}_I + \text{Fe}_I}$, $x_{\text{II}} = \frac{\text{Mg}_{\text{II}}}{\text{Mg}_{\text{II}} + \text{Fe}_{\text{II}}}$. Так как $x_I + x_{\text{II}} = 2x_\beta$, то $x_{\text{II}} = 2x_\beta - x_I$. Сделав соответствующие подстановки, получаем

$$\frac{x_I(2x_\beta - x_I)}{(1-x_I)(1-2x_\beta + x_I)} = \frac{Kx_\alpha^2}{(1-x_\alpha)^2}.$$

Из этого уравнения находим x_1 и затем, определив x_{11} , получаем возможность вычислить K_i , $K_{Mg-Fe}^{\alpha-I}$ и $K_{Mg-Fe}^{\alpha-II}$. Полученный коэффициент внутрифазового распределения должен отвечать той температуре, которой отвечает коэффициент межфазового распределения. Иными словами, коэффициент межфазового распределения сохраняет память о внутрифазовом распределении в период установления межфазового равновесия. Это дает возможность градуировать межфазовое распределение на основе внутрифазового, так как ввиду больших скоростей последнего температурная зависимость его может быть легко установлена в экспериментах по отжигу.

В качестве примера мы рассматриваем равновесие ромбический пироксен — моноклинный пироксен диоксид-геденбергитового ряда. Последний можно рассматривать как минерал с одной позицией M_1 , заселяемой железом и магнием, поскольку позиция M_2 полностью заселена кальцием и щелочами.

По данным химических анализов были определены коэффициенты распределения Fe^{2+} и Mg для нескольких пар сосуществующих пироксенов из эффузивных, интрузивных и метаморфических пород и рассчитаны коэффициенты внутрифазового распределения этих катионов в структурах ромбических пироксенов (табл. 14). Коэффициенты внутрифазового распределения, как видно из таблицы, для каждой из групп пород различаются и значительно превышают экспериментальные ($K_i=0.02-0.10$). Для эффузивных пород расчетные значения находятся в интервале 0.32—0.42, интрузивных — 0.18—0.21, метаморфических — 0.10—0.13. Температуры кристаллизации пород, определяемые на основе зависимости $K_{Mg-Fe}^{M_1-M_2}$ от температуры, соответственно равны 550—600, 750—850 и 1000° С. Для глубинных пород эти температуры несколько занижены. Это может быть связано либо с тем, что в течение геологического времени произошло некоторое перераспределение элементов между фазами и K_{Mg-Fe} не отвечает периоду кристаллизации, либо имело место какое-то более позднее тепловое воздействие и тогда K_{Mg-Fe} отвечает этому наложенному процессу.

Таблица 14

Коэффициенты межфазового и внутрифазового распределения катионов для различных пород

Породы	Номер образца	K_{Fe-Mg}	x_{M_1}	x_{M_2}	K_i
Эффузивные	1	4.15	0.05	0.12	0.32
	2	4.35	0.07	0.15	0.42
Интрузивные	1	4.20	0.26	0.68	0.20
	2	4.47	0.09	0.36	0.18
	3	4.30	0.18	0.56	0.20
	4	4.45	0.22	0.58	0.21
Метаморфические	1	4.70	0.22	0.68	0.13
	2	4.82	0.11	0.55	0.10
	3	4.70	—	—	0.11

Распределение Fe^{3+} . Данные о распределении окисного железа в структурах силикатов до сих пор ограничены. Сведения имеются для кальциевых амфиболов и моноклинных пироксенов.

При исследовании мессбауэровских спектров кальциевых амфиболов в спектрах были разрешены два дублета квадрупольного расщепления, соотносимых с окисным железом. Различия в величинах квадрупольного расщепления и особенно химического сдвига (0.90—1.10 и 0.03—0.35 мм/сек.) позволили предположить, что эти дублеты отвечают Fe^{3+} в позициях с октаэдрической и тетраэдрической координациями. Однако это предположение требует дальнейшей проверки. В табл. 12 приведены данные о содержании окисного железа в октаэдрической и тетраэдрической позициях структуры амфиболов из метаморфических амфиболитовой и гранулитовой фаций и из

гранитов. Из рис. 40 видно, что распределение Fe^{3+} характеризуется очевидной зависимостью от условий образования минерала. Коэффициент распределения $K_{\text{окт-тетр}}^{Fe^{3+}}$ возрастает с увеличением температуры образования амфиболов, то есть происходит миграция ионов трехвалентного железа из позиции с тетраэдрической координацией в позиции с октаэдрической координацией. Доля Fe^{3+} в октаэдрической позиции минимальна в амфиболов из пород низкотемпературной субфации амфиболитовой фации и максимальна в амфиболов из пород гранулитовой фации и гранитов рапакиви. На рис. 40 точки, отвечающие образцам, отожженным при 700° в течение 240 час. (в условиях, предотвращающих окисление Fe^{2+}), ложатся в область амфиболов из гранитов рапакиви и пород гранулитовой фации, кристаллизация которых происходила, можно считать, в интервале температур $700-800^\circ$ С. Таким образом, распределение окисного железа в структурах роговых обманок в отличие от распределения закисного железа отражает термодинамические условия их образования.

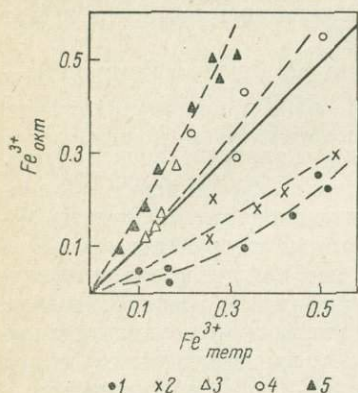


Рис. 40. Распределение окисного железа (в ат. ед.) между октаэдрической и тетраэдрической позициями в структурах амфиболов из пород низкотемпературной (1) и высокотемпературной (2) субфаций амфиболитовой фации, гранулитовой фации (3), из гранитов (4) и отожженных при 700° С (5).

Сплошной линией показано статистическое распределение компонента между двумя фазами.

с повышением температуры отжига связано с перераспределением Fe^{3+} из тетраэдрической позиции в октаэдрическую. Такое уменьшение естественно ожидать, если учесть размеры перераспределяющихся катионов Fe^{3+} (0.67 \AA) и Al (0.57 \AA) и средние межкатионные расстояния для тетраэдра ($\sim 1.65 \text{ \AA}$) и октаэдра M_2 ($\sim 2.05 \text{ \AA}$). Эти данные позволяют предполагать, что повышение давления будет способствовать перераспределению окисного железа из тетраэдрической координации в октаэдрическую, поскольку при этом происходит существенное уменьшение объема элементарной ячейки.

Анализ имеющихся рентгенометрических данных для изученных амфиболов (табл. 15) показывает, что при повышении температуры отжига для образцов с высоким содержанием Fe^{3+} ($0.60-0.83$ ат. ед., обр. С-388, 2071а, Л-101, 563г) наблюдается закономерное уменьшение параметра a и объема элементарной ячейки V . Изменение других параметров не носит закономерного характера. Сопоставление данных об изменении параметров a , V и $K_{\text{окт-тетр}}^{Fe^{3+}}$ (рис. 41) позволяет сделать вывод, что уменьшение параметра a и объема V

Таблица 15

Параметры элементарной ячейки исследованных амфиболов

Номер образца	T°, C	$\tau, \text{час.}$	a	b	c	β	V
			$\pm 0.002 \text{ \AA}$	$\pm 0.02 \text{ \AA}$	$\pm 0.007 \text{ \AA}$	$\pm 0.05 \text{ \AA}$	$\pm 0.4 \text{ \AA}^3$
Л-101	Без нагревания		9.915	18.261	5.345	75.04	935.0
	500	480	9.903	18.246	5.346	75.11	933.5
	700	240	9.897	18.242	5.325	75.03	928.7
2071а	Без нагревания		9.937	18.132	5.342	74.66	928.2
	500	480	9.908	18.223	5.342	74.93	931.3
	700	240	9.897	18.180	5.345	74.93	926.9
С-388	Без нагревания		9.912	18.237	5.340	74.91	932.0
	500	480	9.891	18.156	5.330	75.05	924.8
	700	240	9.897	18.160	5.336	74.91	926.0
563г	Без нагревания		9.894	18.114	5.334	74.59	923.2
	700	240	9.883	18.110	5.337	75.00	922.7

Чтобы окончательно решить вопрос о пригодности распределения окисного железа между позициями в структурах амфиболов для оценки термодинамических параметров, необходимо получить данные о кинетике реакций перераспределения, ее скорости и энергии активации. Надо полагать, что скорость перераспределения элементов между позициями с различной координацией будет значительно ниже скорости реакции перераспределения катионов между позициями с одинаковой координацией.

Окисное железо в октаэдрических и тетраэдрических позициях наблюдается также в структурах моноклинных пироксенов. Исследования, прове-

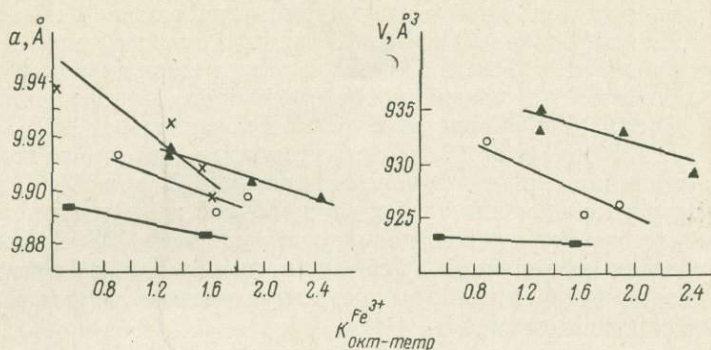


Рис. 44. Зависимость параметра a и объема элементарной ячейки амфиболов V от величины коэффициента распределения окисного железа $K_{\text{окт-тетр}}^{\text{Fe}^{3+}}$.

денные на синтетических пироксенах ряда $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{—CaFe}^{3+}\text{AlSiO}_6$ (Ohashi, Harija, 1973), качественно показали, что при повышении давления от 1 атм. до 25 кб ($T=800^\circ\text{C}$) происходит перераспределение окисного железа из тетраэдрической координации в октаэдрическую. Однако количественной оценки заселенности различных позиций Fe^{2+} не было сделано.

Распределение Si и Al в структурах полевых шпатов. Известно, что в структурах полевых шпатов имеются четыре неэквивалентные тетраэдрические позиции, обозначаемые $T_1(O)$, $T_1(m)$, $T_2(O)$, $T_2(m)$, заселяемые Si и Al. В настоящее время накоплен огромный материал о распределении этих катионов по тетраэдрическим позициям в структурах полевых шпатов магматического и метаморфического происхождения. Эти данные получены как при полных расшифровках структур (Cole et al., 1949; Bailey, Taylor, 1955; Fergusson et al., 1958; Jones, Taylor, 1961; Brown, Bailey, 1964; Ribbe, Gibbs, 1969; Phillips et al., 1971), так и экспрессными методами — в первую очередь рентгеновским и оптическим. В последнее время стал применяться также инфракрасный метод (Кузнецова, 1972). Экспериментально было показано, что наполовину упорядоченный щелочной полевой шпат (ортоклаз) устойчив при температурах выше 500°C , полностью упорядоченный микролин — при температурах ниже 300°C (Barth, 1956). Переход от полностью упорядоченной формы натриевого полевого шпата (низкий альбит) через серию промежуточных состояний в высокоупорядоченную форму (высокий альбит) совершается в интервале температур ($450\text{—}500^\circ\text{C}$)—($1000\text{—}1050^\circ\text{C}$) (McConnell, McKie, 1960; Сендеров и др., 1971; Сендеров, 1972).

Кинетические исследования, хотя и очень ограниченные, показывают, что процессы внутрифазового перераспределения катионов характеризуются большими скоростями и относительно низкими энергиями активации. Так, энергия активации процесса упорядочения Si и Al в структуре альбита оценивается в 10 ккал/моль в условиях щелочной среды и 60 ккал/моль в условиях нейтральной среды (Кинетика упорядочения . . ., 1973). Экспериментально установленные константы скорости показывают, что время,

необходимое для достижения статистического или полностью упорядоченного распределения катионов как в структурах железомagneзиальных силикатов, так и в структурах полевых шпатов, несоизмеримо мало по сравнению с масштабами геологического времени. Время, необходимое для достижения полностью разупорядоченного состояния каллевого полевого шпата, при высоких температурах составляет месяцы (Абрамов, 1971). Время достижения упорядоченного состояния альбита при 500° не превышает сотни лет (Сендеров, 1972; Кинетика упорядочения. . ., 1973). При этом скорость процессов внутрифазового распределения в полевых шпатах зависит не только от температуры. В результате экспериментальных исследований показана каталитическая роль воды в структурном превращении полевых шпатов (McKenzie, 1957; McConnell, McKie, 1960), влияние давления на кинетику процессов упорядочения (Parsons, 1968), а также зависимость скорости упорядочения альбитов от щелочности растворов, концентрации в них OH^- ионов (Martin, 1969; Сендеров и др., 1971; Сендеров, 1972; Кинетика упорядочения. . ., 1973; Trembath, 1973). Установлено, что щелочность растворов оказывает влияние при температурах ниже 500°C (при 500°C и выше константа скорости упорядочения альбита в щелочной и нейтральной среде одинакова), так что даже при низких температурах (ниже 400°C) скорость упорядочения альбита в щелочной среде остается высокой. В нейтральной же среде она сильно заторможена, и для упорядочения структуры требуется период в десятки и сотни лет.

Следует отметить, что скорости перераспределения Si и Al по тетраэдрическим позициям несколько меньше, а энергии активации несколько выше, чем соответствующие характеристики перераспределения Fe^{2+} и Mg по октаэдрическим позициям в структурах железомagneзиальных силикатов; это связано с более высокой энергией связи катион—кислород в тетраэдрических позициях по сравнению с октаэдрическими. Поэтому в магматических породах, особенно в эффузивных и гипабиссальных, а также в метаморфических породах гранулитовой и амфиболитовой фаций нередко находят полевые шпаты с различной степенью упорядочения Si и Al в отличие от железомagneзиальных минералов, структуры которых высоко упорядочены в отношении Fe^{2+} и Mg. Несмотря на это, возможности определения P — T параметров на основе данных о распределении Si и Al в структурах каркасных минералов все же ограничены. Исследование этого распределения приобретает большое значение для решения геохимических задач.

Упорядоченность II типа

Регулярное расположение изоморфных катионов в пределах одной позиции установлено в структурах лишь очень немногих минералов, хотя надо полагать, что этот тип упорядоченности должен иметь достаточно широкое распространение в поликомпонентных твердых растворах.

Кинетика реакций упорядочения—разупорядочения II типа совершенно не изучена. Эти процессы, характеризующиеся изменением степени регулярности в расположении катионов в позиции одного сорта, связаны с одновременным изменением правильности заселения позиций другого сорта и поэтому должны вызывать более глубокие изменения в структуре, чем процессы разупорядочения I типа. Надо полагать, что скорости процессов II типа значительно меньше скоростей упорядочения—разупорядочения I типа.

В согласии с этим предположением находятся данные экспериментов по сухому нагреванию ($P_{\text{O}_2} \sim 10^{-5}$ мм Hg) высокоглиноземистых ромбических пироксенов (Упорядоченности. . ., 1976). В то время как при нагревании при 900°C в течение 240 час. происходило некоторое перераспределение Fe^{2+} из позиции M_2 в M_1 (разупорядочение I типа), нарушения регулярности расположения Si и Al в цепях Si_2 , а также Mg и Al в цепях M_1 не происходит. Поэтому именно эти процессы должны явиться предметом дальнейших исследований с целью поисков новых геотермо- и геобарометров.

Линейные дискриминантные функции как критерии определения термодинамических параметров кристаллизации пород

В предшествующей главе была показана зависимость коэффициентов распределения элементов между сосуществующими минералами, в частности коэффициентов распределения Fe и Mg ($K_{\text{Mg-Fe}}^{\alpha-\beta}$, $K_{\text{FeO}}^{\alpha-\beta}$, $K_{\text{MgO}}^{\alpha-\beta}$, $K_{\text{Fe}^{3+}}^{\alpha-\beta}$ и др.), от состава минералов α и β . Это, как уже отмечалось, обуславливает значительные ошибки определений термодинамических условий пород с помощью геотермо- и геобарометров, основанных на зависимости $K_{1-2}^{\alpha-\beta} = f(T, P)$. С неидеальным характером распределений и зависимостью от содержаний других катионов в составе фаз связана неразличимость $K_{1-2}^{\alpha-\beta}$ для пород, кристаллизовавшихся в различных условиях, и, наоборот, — значительные различия для образцов, характеризующихся одинаковой геологической ситуацией. Относительная оценка термодинамических параметров кристаллизации комплексов также не всегда возможна из-за отсутствия критических парагенетических ассоциаций минералов. Поэтому нередко для оценки условий образования используют составы породообразующих минералов, таких как гранаты, биотиты, пироксены, и существование зависимости содержаний ряда элементов в их составе от температуры и давления. Однако, как показывают результаты вычисления средних содержаний (\bar{x}_i) и оценок средних квадратичных отклонений (δ) элементов, отсутствуют резкие различия в составах минералов из различных по термодинамическим условиям групп пород. Отсюда ненадежность определения термодинамических условий по содержанию того или иного катиона в минерале, т. е. по значению только одного признака. Достоверность отнесения данного образца (или образцов) к той или иной группе пород, каждая из которых отвечает определенным $P-T$ условиям на петрогенетической диаграмме, может быть значительно повышена при одновременном использовании нескольких признаков (например, содержаний нескольких катионов в составе минерала). Это делается с помощью метода линейных дискриминантных функций, широко используемых при решении классификационных задач (Миллер, Кан, 1965; Крамбейн и др., 1973; Davis, 1973, и др.). Попытки использования дискриминантных функций для определения фациальной принадлежности метаморфических минералов уже имеются (Ушакова, 1971).

Линейная дискриминантная функция используется для построения многомерного критерия или набора критериев, позволяющих относить данный объект к одной из нескольких совокупностей. Формально задача в линейном дискриминантном анализе ставится следующим образом. Имеются две выборки A_1 и A_2 объемом n_1 и n_2 , отвечающие соответственно двум генеральным совокупностям A_1 и A_2 , различия между которыми известны и обоснованы. Для каждого из образцов выборки A_1 и A_2 измерено p признаков. Необходимо найти критерий, позволяющий относить любой новый образец, для которого измерены те же p признаков, к одной из двух совокупностей. При измерении каждого из p признаков наблюдается та или иная степень рассея-

ния внутри каждой выборки и области перекрытия между выборками. Необходимо найти такую функцию, которая бы обеспечила максимальное различие между группами и свела к минимуму рассеяние внутри групп. Такой функцией, как показал Р. Фишер (Fischer, 1936), является линейная дискриминантная функция $D(x) = b_1x_1 + b_2x_2 + \dots + b_px_p$, где x_1, x_2, \dots, x_p — значения p признаков; b_1, b_2, \dots, b_p — коэффициенты дискриминантного уравнения. Эта функция содержит значительную часть информации о различии между двумя выборками A_1 и A_2 , которую содержит каждый признак x_i в отдельности.

Отнесение объекта a к выборке A_1 или A_2 зависит от того значения, какое примет $D(x)$ для этого образца: больше или меньше критического значения, называемого порогом дискриминанта C . Если для образца a

$$\sum_{i=1}^p b_i x_{i,a} < \left[\frac{1}{2} \sum_{i=1}^p b_i (\bar{x}_i^{(1)} - \bar{x}_i^{(2)}) \right] = C,$$

то образец относится к совокупности A_1 , если соотношения обратные — к совокупности A_2 . При этом на выборки A_1 и A_2 накладываются условия нормальности распределения значений признаков x_i и равенства матриц ковариаций сравниваемых совокупностей. В случае, если значения признаков распределены ненормально, но распределения значений $D(x)$ для каждой выборки отвечают нормальному закону, значение C , наилучшим образом разделяющее выборки A_1 и A_2 , может быть найдено из соотношения

$$C = \frac{S_{D(x)}^{(2)} \bar{D}_x^{(1)} + S_{D(x)}^{(1)} \bar{D}_x^{(2)}}{S_{D(x)}^{(1)} + S_{D(x)}^{(2)}},$$

где $\bar{D}_x^{(1)}$ и $\bar{D}_x^{(2)}$ — средние значения $D(x)$ в выборках A_1 и A_2 соответственно; $S_{D(x)}^{(1)}$ и $S_{D(x)}^{(2)}$ — стандартные отклонения $D(x)$ в выборках A_1 и A_2 . Достоверность отнесения образца a к той или иной выборке определяется величиной эмпирического риска распознавания.

Для решения вопроса о принадлежности объекта a к выборке A_1 или A_2 могут использоваться также диаграммы распределения значений $D(x)$ в выборках (рис. 42).

Для решения поставленной нами задачи определения фациальной принадлежности образца (или серии образцов), т. е. отнесения некоторого образца a к группе образцов, отвечающих определенному полю $P-T$ условий на петрогенетической диаграмме, было проведено попарное сравнение групп между собой путем расчета дискриминантных функций. Дискриминантный анализ проводился для четырех различных ассоциаций. Количество сравниваемых групп для каждой ассоциации было следующим.

Ассоциация гранат—биотит — 11; гранат—моноклинный пироксен — 5; моноклинный пироксен—амфибол — 3, моноклинный пироксен—ромбический пироксен — 5.

Для каждой из двух сравниваемых групп рассчитывались три уравнения дискриминантных функций. В двух уравнениях в качестве признаков использовались содержания катионов, характеризующих соответственно составы сосуществующих минералов. При этом ввиду ограниченности образцов в каждой из групп и необходимости соблюдения соотношения $n \gg p$ в качестве признаков выбирались только те катионы, содержания которых в минералах наряду с другими факторами определяются термодинамическими параметрами.

В третьем уравнении признаками x_i являются значения коэффициентов распределения элементов между сосуществующими минералами, преимущественно $K_{Mg-Fe}^{\alpha-\beta}$, $K_{FeO}^{\alpha-\beta}$, $K_{MgO}^{\alpha-\beta}$. На основе полученных уравнений дискриминантных функций для каждой пары сравниваемых групп рассчитывались значения $D(x)$ всех образцов. С учетом диаграмм распределения значений

$D(x)$ определялись области принятия гипотез о принадлежности неизвестного образца a к каждой из двух групп и области неопределенного решения.

Предварительно, до расчета дискриминантных функций, исследовалась реальность разделения групп по составам минералов и по набору коэффициентов распределения элементов между ними с помощью T^2 -критерия Хотеллинга. Последний представляет собой многомерный аналог критерия Стьюдента, относящегося к одномерным случайным величинам. С помощью T^2 -критерия Хотеллинга сравниваются центры распределения многомерных случайных величин. В данном случае нулевая гипотеза заключается в том, что две p -мерные выборки обладают одинаковыми p -мерными средними ($H_0: \mu_1 = \mu_2$; p — количество признаков). T^2 -критерий определяется из соотношения

$$T^2 = \frac{n_1 n_2}{n_1 + n_2} \times (\bar{x}^{(1)} - \bar{x}^{(2)})' S^{-1} (\bar{x}^{(1)} - \bar{x}^{(2)}),$$

где n_1 и n_2 — объемы выборки; $\bar{x}^{(1)}$ и $\bar{x}^{(2)}$ — векторы средних сравниваемых выборок A_1 и A_2 соответственно; S — ковариационная матрица, определяемая формулой

$$S = \frac{1}{n_1 + n_2 - 2} \left\{ \sum_{i=1}^{n_1} (x_i^{(1)} - \bar{x}^{(1)}) (x_i^{(1)} - \bar{x}^{(1)})' + \sum_{i=1}^{n_2} (x_i^{(2)} - \bar{x}^{(2)}) (x_i^{(2)} - \bar{x}^{(2)})' \right\}.$$

Гипотеза о равенстве центров математических ожиданий ($H_0: \mu_1 = \mu_2$) отвергается, и выборки A_1 и A_2 относятся к двум различным генеральным совокупностям, если

$$T^2 \frac{n_1 + n_2 - p - 1}{(n_1 + n_2 - 2)p} > F_{f_1, f_2};$$

здесь F — критерий Фишера со степенями свободы $f_1 = p$ и $f_2 = n_1 + n_2 - 2$.

Общим условием успешного применения T^2 -критерия является равенство ковариационных матриц сравниваемых выборок или при умеренном неравенстве их — достаточно большой объем выборок.

Мерой близости групп между собой является значение обобщенного расстояния D^2 , которое представляется выражением

$$D^2 = \frac{1}{|R|} \sum_{i=1}^p \sum_{j=1}^p R_{ij} \frac{\bar{x}_{1i} - \bar{x}_{2i}}{S_i} \cdot \frac{\bar{x}_{1j} - \bar{x}_{2j}}{S_j};$$

здесь R — матрица, образованная оценками коэффициентов корреляции

$$R \begin{pmatrix} 1 & r_{12} & \dots & r_{1p} \\ r_{21} & 1 & \dots & r_{2p} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ r_{p1} & r_{p2} & \dots & 1 \end{pmatrix},$$

где цифрами $1, 2 \dots i \dots j \dots p$ обозначены признаки. Дисперсия $S^2 i$ -го признака предполагается одинаковой для обеих сравниваемых выборок.

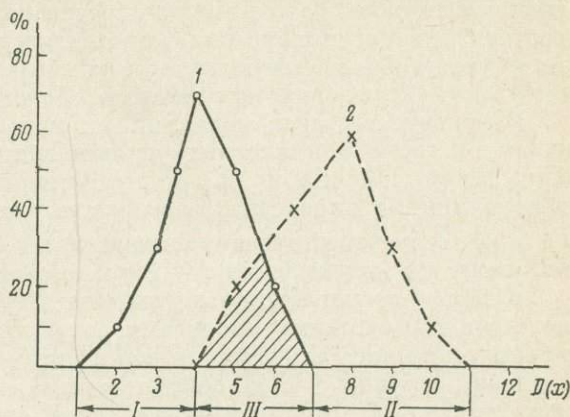


Рис. 42. Распределение значений $D(x)$ для совокупностей 1 и 2.

Области: I — принятия гипотезы о принадлежности объекта к совокупности 1, II — то же к совокупности 2, III — неопределенного решения.

Ромбический пироксен—моноклинный пироксен

Ассоциация ромбический пироксен—моноклинный пироксен является устойчивой в относительно широком интервале $P-T$ условий. Охватывая всю область гранулитовой фации, она также стабильна в основных и ультраосновных магматических породах, кристаллизующихся как в условиях низких, так и высоких давлений. Важность выяснения вопроса о том, имеются ли какие-то достаточно определенные отличительные черты составов сосуществующих пироксенов, кристаллизующихся в различных термодинамических условиях, очевидна, так как использование их позволило бы определять $P-T$ условия неизвестного образца.

Изменение составов моноклинных и ромбических пироксенов в зависимости от термодинамических условий широко обсуждалось в литературе. Так, содержание Ca и Al_{VI} в ромбических пироксенах, содержание Al_{VI} в моноклинных пироксенах, а также величина коэффициента распределения Fe и Mg в сосуществующих пироксенах ($K_{Mg-Fe}^{Opx-Mpx}$) используется многими авторами для определения $P-T$ условий кристаллизации пород.

В нашем распоряжении имеется пять групп пород, охарактеризованных полными химическими анализами сосуществующих пироксенов. Это метаморфические породы гранулитовой фации низких (IXa) и умеренных (IXб) давлений (группы I и II соответственно), магматические породы эффузивных (группа III) и интрузивных серий средних (группа IV) и больших (группа V) глубин. Группа I разделяется на две подгруппы, из которых подгруппа Ia отвечает условиям низких давлений, подгруппа Ib — условиям перехода от низких давлений к умеренным. Состав парагенетических ассоциаций пород указанных групп, положение их на $P-T$ диаграммах охарактеризованы в гл. II.

Не все анализы, опубликованные в литературе, были использованы нами, поскольку в ряде их (это касается в первую очередь микрозондовых) закисное и окисное железо не разделяются. Этим объясняется очень ограниченное количество данных для ассоциации ромбический пироксен—моноклинный пироксен из эффузивных пород.

В табл. 16, 17 приведены значения средних содержаний и дисперсий Al_{IV} , Al_{VI} , Ca, Fe^{2+} в ромбических пироксенах и Al_{IV} , Al_{VI} , (Na+K) и Fe^{2+} в моноклинных пироксенах из различных групп пород. Как видно, имеются широкие области перекрытия полей составов пироксенов по каждому из катионов из пород, существенно различающихся по условиям кристаллизации. То же самое можно сказать и относительно значений коэффициентов распределения Fe^{2+} , Mg, Al, Fe^{3+} (табл. 17). Данные обеих таблиц свидетельствуют об отсутствии резких различий химических составов сосуществующих пироксенов из рассматриваемых групп пород, о невозмож-

Таблица 16

Средние содержания и дисперсии катионов (в форм. ед.) из ассоциации ромбический пироксен—моноклинный пироксен

Группа, подгруппа	n	Al_{IV}		Al_{VI}		Fe^{2+}		Ca	
		\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}
Ромбические пироксены									
Ia	24	0.048	0.011	0.016	0.013	0.900	0.233	0.042	0.015
Iб	15	0.047	0.033	0.012	0.021	1.019	0.262	0.057	0.024
II	36	0.103	0.131	0.034	0.024	0.866	0.190	0.049	0.035
III	10	0.078	0.026	0.028	0.029	0.504	0.307	0.066	0.024
IV	34	0.075	0.038	0.039	0.039	0.480	0.428	0.057	0.030
V	14	0.084	0.024	0.034	0.026	0.214	0.053	0.019	0.019

Таблица 16 (продолжение)

Группа, подгруппа	n	$K_{Al_{VI}-Al_{IV}}^{Opx}$		Al_{IV}		Al_{VI}		Fe^{2+}		$Na + K$	
		\bar{x}	δ	\bar{x}	δ	\bar{x}	δ	\bar{x}	δ	\bar{x}	δ
Ромбические пироксены				Моноклинные пироксены							
Ia	24	0.349	0.304	0.064	0.014	0.022	0.012	0.359	0.130	0.026	0.010
Iб	15	0.229	0.302	0.044	0.035	0.027	0.030	0.433	0.162	0.022	0.021
II	36	0.727	0.778	0.099	0.038	0.064	0.086	0.342	0.108	0.045	0.023
III	10	0.444	0.487	0.094	0.064	0.058	0.048	0.277	0.184	0.033	0.013
IV	34	0.590	0.670	0.096	0.039	0.066	0.054	0.220	0.193	0.031	0.024
V	14	0.387	0.337	0.110	0.036	0.066	0.039	0.076	0.011	0.030	0.012

ности разделения этих групп между собой по содержанию отдельных катионов или по значениям одного из коэффициентов распределения. Соответственно и определение условий кристаллизации пироксенов по одному из этих критериев мало достоверно.

Таблица 17

Средние содержания и дисперсии коэффициентов распределения элементов (в форм. ед.) для ассоциации ромбический пироксен—моноклинный пироксен

Группа, подгруппа	n	$K_{FeO}^{Opx-Mpx}$		$K_{MgO}^{Opx-Mpx}$		$K_{Mg-Fe}^{Opx-Mpx}$		$K_{Fe^{2+}}^{Opx-Mpx}$		$K_{Al}^{Opx-Mpx}$	
		\bar{x}	δ	\bar{x}	δ	\bar{x}	δ	\bar{x}	δ	\bar{x}	δ
Ia	24	2.60	0.29	1.43	0.15	0.55	0.04	0.72	0.34	0.75	0.23
Iб	15	2.48	0.43	1.41	0.17	0.58	0.11	1.38	1.41	1.06	0.84
II	36	2.63	0.35	1.46	0.18	0.56	0.04	0.85	0.94	0.73	0.25
III	10	2.04	0.56	1.61	0.22	0.83	0.19	0.16	0.38	0.84	0.42
IV	34	2.25	0.45	1.63	0.22	0.75	0.18	0.29	0.46	0.69	0.27
V	14	2.83	0.46	1.83	0.20	0.66	0.10	0.25	0.43	0.69	0.08

С целью нахождения более достоверного критерия нами была изучена степень разделения групп по совокупности признаков, отражающих составы сосуществующих пироксенов с помощью многомерного T^2 -критерия Хотеллинга и обобщенного расстояния D^2 . В качестве признаков при сравнении составов ромбических пироксенов из различных групп использовались содержания катионов Al_{IV} , Al_{VI} , Fe^{2+} , Ca (I вариант) или $K_{Al_{VI}-Al_{IV}}^{Opx}$, Fe^{2+} , Ca (II вариант); при сравнении моноклинных пироксенов — содержания Al_{IV} , Al_{VI} , Fe^{2+} , $(Na+K)$. Была исследована также степень различия между группами по совокупностям коэффициентов распределения элементов между сосуществующими пироксенами. В первом варианте в качестве признаков использовались коэффициенты $K_{FeO}^{Opx-Mpx}$, $K_{MgO}^{Opx-Mpx}$, $K_{Mg-Fe}^{Opx-Mpx}$, во втором — $K_{Fe^{2+}}^{Opx-Mpx}$, $K_{Al}^{Opx-Mpx}$, $K_{Mg-Fe}^{Opx-Mpx}$. Результаты сравнения p -мерных средних с помощью T^2 -критерия Хотеллинга для пятипроцентного уровня значимости и значения обобщенных расстояний D^2 приведены в табл. 18, 19.

Ромбические пироксены. Как видно из табл. 18, величина $T^2 \frac{(n_1 + n_2 - p - 1)}{(n_1 + n_2 - 2)p}$ в большинстве случаев больше табличного значения F со степенями свободы $f_1 = p$ и $f_2 = n_1 + n_2 - 2$, то есть составы ромбических пироксенов из большинства групп с вероятностью $p = 95\%$ значимо различаются. Однако нулевая гипотеза ($H_0: \mu_1 = \mu_2$) не может быть отвергнута при сравнении подгрупп Ia и Ib, а также групп III и IV. Это означает, что составы ромбических пироксенов из метаморфических пород роговообманково-гранулитовой фации низких и переходных к умеренным давлений по содержанию Al_{VI} , Al_{IV} , Ca и Fe^{2+} не различаются между собой. Не различаются

Линейные дискриминантные функции для ромбических пироксенов из ассоциации ромбический пироксен—моноклинный пироксен

Группа, подгруппа		n		$T^2 \frac{n_1 + n_2 - p - 1}{(n_1 + n_2 - 2) p}$	Fp (n ₁ + n ₂ - 2) q = 0.05	Обобщенное расстояние		Коэффициент дискриминантного уравнения			Порог дискриминанта C	Эмпирический риск распознавания		
1	2	1	2			D	D ²	Al _{IV}	Al _{VI}	Fe ²⁺		Ca	1	2
Ia	III	24	10	6.43	2.90	1.70	2.91	-0.409	-5.260	36.249	-1.896	0.083	0.361	0.222
Ia	IV	24	34	11.67	2.78	1.61	2.58	0.067	-5.263	23.531	-2.435	0.083	0.265	0.174
Ia	V	24	14	17.67	2.86	2.52	6.35	-0.643	-8.485	-23.500	-5.679	0.083	0.000	0.042
Iб	II	15	36	3.20	2.79	0.97	0.95	1.366	-1.203	-11.283	-1.079	0.067	0.333	0.200
Iб	III	15	10	6.31	3.03	1.86	3.46	-0.102	-6.442	17.286	-3.879	0.067	0.200	0.134
Iб	IV	15	34	11.98	2.57	1.90	3.61	0.374	-6.446	4.569	-4.417	0.067	0.265	0.166
Iб	V	15	14	20.88	2.96	3.06	9.34	-0.336	-9.668	-42.462	-7.661	0.067	0.000	0.034
II	III	36	10	6.94	2.82	1.67	2.79	-1.468	-5.239	28.569	-2.800	0.139	0.200	0.170
II	IV	36	34	12.90	2.75	1.51	2.28	0.992	-5.243	15.852	-3.338	0.194	0.264	0.229
II	V	36	14	22.86	2.80	2.06	7.10	-1.702	-8.465	-31.179	-6.582	0.083	0.000	0.042
III	V	10	14	6.76	3.05	1.96	3.82	-0.234	-3.226	-59.748	-3.783	0.400	0.143	0.272
IV	V	34	14	9.01	2.81	1.69	2.85	-0.710	-3.222	-47.031	-3.244	0.206	0.143	0.175

Таблица 19

Линейные дискриминантные функции для ромбических пироксенов из ассоциации ромбический пироксен—моноклинный пироксен

Группа, подгруппа		n		$T^2 \frac{n_1 + n_2 - p - 1}{(n_1 + n_2 - 2) p}$	Fp (n ₁ + n ₂ - 2) q = 0.05	Обобщенное расстояние		Коэффициент дискриминантного уравнения				Порог дискриминанта C	Эмпирический риск распознавания		
1	2	1	2			D	D ²	Al _{IV}	Al _{VI}	Fe ²⁺	Ca		1	2	средневзвешенный
Ia	II	24	36	3.82	2.53	1.06	1.12	11.273	26.188	1.163	9.346	2.962	0.083	0.361	0.222
Ia	III	24	10	4.95	2.67	1.76	3.10	3.849	-16.212	-5.594	39.827	-1.893	0.000	0.200	0.100
Ia	IV	24	34	8.72	2.54	1.62	2.62	2.673	-2.679	-5.053	24.177	-2.051	0.083	0.265	0.174
Ia	V	24	14	12.77	2.63	2.51	6.30	-0.928	-11.877	-8.755	-23.057	-5.940	0.083	0.000	0.043
Iб	II	15	36	3.14	2.56	1.12	1.26	9.348	29.288	-0.112	-10.230	0.725	0.133	0.333	0.233
Iб	III	15	10	4.66	2.80	1.89	3.57	1.924	-13.112	-6.869	20.252	-4.130	0.067	0.300	0.184
Iб	IV	15	34	8.73	2.81	1.89	3.59	0.749	5.779	-6.328	4.602	-4.288	0.067	0.265	0.166
Iб	V	15	14	15.11	2.73	3.06	9.39	-2.852	-8.777	-10.030	-42.632	-8.177	0.067	0.000	0.034
II	III	36	10	6.18	2.58	1.84	3.39	-7.424	-42.400	-6.757	30.482	-4.855	0.111	0.200	0.156
II	IV	36	34	11.05	2.51	1.62	2.64	-8.600	-23.509	-6.215	14.832	-5.013	0.111	0.265	0.188
II	V	36	14	18.28	2.56	2.78	7.74	-12.200	-38.065	-9.918	-32.402	-8.901	0.056	0.000	0.028
III	V	10	14	4.82	2.82	1.98	3.93	-4.777	4.335	-3.160	-62.884	-4.047	0.400	0.143	0.272
IV	V	34	14	6.66	2.57	1.70	2.87	-3.601	-14.556	-3.702	-47.234	-3.889	0.235	0.143	0.189

также ромбические пироксены из основных и ультраосновных пород эффузивных и магматических серий.

Величина D^2 , отражающая степень различия групп по составу ромбических пироксенов, возрастает в последовательности Ia—IV, IV—V, Ia—III, II—III, Ib—IV, III—V, Ia—V, II—V, Ib—V для $p = Al_{IV}, Al_{VI}, Fe^{2+}, Ca$. Почти такая же последовательность наблюдается и для случая, когда в качестве признаков используются $K_{AlIV-AlIV}^{Opx}, Fe^{2+}, Ca$: II—IV, Ia—IV, IV—V, II—III, Ia—III, Ib—III, Ib—IV, III—V, Ia—V, III—V, Ib—V. Такая последовательность указывает на то, что факторами, определяющими изменение составов ромбических пироксенов, являются как температура, так и давление.

Моноклинные пироксены. Данные табл. 20, 21 показывают, что значение T^2 для многих сравниваемых пар меньше граничных значений критической области. Нулевая гипотеза равенства p -мерных средних не может быть отвергнута для сравниваемых групп Ia—Ib, III—IV, IV—V. Моноклинные пироксены, таким образом, являются менее чувствительными индикаторами P — T условий, чем ромбические пироксены.

Судя по величине D^2 , степень различия групп между собой по составу моноклиновых пироксенов возрастает в последовательности Ia—IV, II—IV, III—V, Ia—III, Ib—III, Ib—IV, Ib—II, Ia—V, II—V, Ib—V.

Коэффициенты распределения элементов между соответствующими пироксенами. При использовании в качестве признаков коэффициентов распределения Al, Fe^{3+} и Fe^{2+} и Mg ($K_{Al}^{Opx-Mpx}, K_{Fe^{3+}}^{Opx-Mpx}, K_{Mg-Fe}^{Opx-Mpx}$) значения T^2 -критерия Готелинга ниже критических получены для пар Ia—Ib, Ia—II, Ib—II, III—IV, IV—V. В остальных случаях различие между группами по совокупности указанных коэффициентов распределения с вероятностью $p = 95\%$ значимо. Степень различия между группами, судя по величине D^2 , возрастает в последовательности Ia—V, II—V, Ib—V, III—V, Ia—IV, II—IV, Ia—III, Ib—III, II—III. Такая последовательность говорит о том, что это различие в большей мере определяется различием в температурах кристаллизации пород, чем давлений. Вследствие этого по совокупности коэффициентов $K_{Al}^{Opx-Mpx}, K_{Fe^{3+}}^{Opx-Mpx}, K_{Mg-Fe}^{Opx-Mpx}$ отчетливо различаются сосуществующие пироксены магматических и метаморфических пород, но различие среди магматических пород малых, средних и больших глубин уже не является существенным. Так же значимо не различаются метаморфические породы гранулитовой фации низких и умеренных давлений.

В случае использования в качестве признаков коэффициентов распределения $K_{Fe^{2+}}^{Opx-Mpx}, K_{MgO}^{Opx-Mpx}, K_{Mg-Fe}^{Opx-Mpx}$ выявляется различие между группами метаморфических пород низких и умеренных давлений, а также между интрузивными породами умеренных и больших глубин. Однако различие отсутствует между подгруппами Ia и Ib и группами III и IV. Последовательность возрастания величины обобщенного расстояния D^2 (IV—VI, Ia—IV, Ib—IV, II—IV, Ia—V, II—V, Ib—III, Ia—III, II—III, III—V, Ib—V) свидетельствует о том, что различие между группами по данной совокупности коэффициентов распределения обусловлено влиянием на распределение Fe^{2+} и Mg между сосуществующими пироксенами не только температуры, но и давления.

Все сказанное выше позволяет сделать следующие выводы.

1. По составам сосуществующих пироксенов (включая содержание ряда катионов в каждом и распределение Al, Fe^{3+} , Fe^{2+} и Mg между ними) с вероятностью $p = 95\%$ не различаются между собой гранулиты низких и переходных от низких к умеренным давлений, а также основные и ультраосновные породы малых и средних глубин. Поэтому уточнение положения образцов в поле гранулитовой фации низких давлений (поле IXa) по составу сосуществующих пироксенов не представляется возможным.

2. Состав ромбических пироксенов является более чувствительным индикатором P — T условий, нежели состав моноклиновых пироксенов.

Линейные дискриминантные функции для моноклинных пироксенов из ассоциации ромбический пироксен—моноклинный пироксен

Группа, подгруппа		n		$T^2 \frac{n_1 + n_2 - p - 1}{(n_1 + n_2 - 2)p}$	$Fp \frac{(n_1 + n_2 - 2)}{q = 0.05}$	Обобщенное расстояние		Коэффициент дискриминантного уравнения				Порог дискриминанта C	Эмпирический риск распознавания		
1	2	1	2			D	D ²	Al _{IV}	Al _{VI}	Fe ²⁺	Na + K		1	2	средневзвешенный
Ia	II	24	36	7.09	2.53	1.44	2.08	26.308	10.190	3.670	40.852	5.325	0.042	0.278	0.160
Ia	IV	24	34	4.86	2.54	1.19	1.41	14.232	8.470	-3.970	3.951	0.479	0.125	0.204	0.165
Ia	V	24	14	8.12	2.63	2.00	4.01	13.234	2.829	-11.570	-0.251	-1.246	0.083	0.000	0.042
I6	II	15	36	8.19	2.56	1.82	3.30	36.916	4.483	0.729	50.073	4.813	0.200	0.167	0.184
I6	III	15	10	2.97	2.80	1.51	2.28	27.779	1.945	-3.934	19.510	1.139	0.200	0.400	0.300
I6	IV	15	34	7.32	2.81	1.73	3.01	24.840	2.763	-6.910	13.172	-0.033	0.200	0.265	0.232
I6	V	15	14	10.82	2.73	2.59	6.72	23.842	-2.879	-14.510	8.970	-1.758	0.200	0.000	0.100
II	IV	36	34	6.20	2.51	-1.22	1.48	-12.076	-1.720	-7.640	-36.902	-4.846	0.278	0.294	0.286
II	V	36	14	10.68	2.58	2.13	4.53	-13.074	-7.362	-15.240	-41.103	-6.571	0.167	0.000	0.084

Таблица 21

Линейные дискриминантные функции для ассоциации ромбический пироксен—моноклинный пироксен

Группа, подгруппа		n		$T^2 \frac{n_1 + n_2 - p - 1}{(n_1 + n_2 - 2)p}$	$Fp \frac{(n_1 + n_2 - 2)}{q = 0.05}$	Обобщенное расстояние		Коэффициент дискриминантного уравнения			Порог дискриминанта C	Эмпирический риск распознавания		
1	2	1	2			D	D ²	$K_{Fe^{2+}}^{Opx-Mpx}$	$K_{Al}^{Opx-Mpx}$	$K_{Mg-Fe}^{Opx-Mpx}$		1	2	средневзвешенный
Ia	I6	24	15	4.95	2.86	1.30	1.70	1.226	2.539	37.460	3.717	0.042	0.194	0.118
Ia	III	24	10	13.86	2.90	2.51	6.28	-0.812	1.644	20.679	15.215	0.000	0.200	0.100
Ia	IV	24	34	13.81	2.78	1.75	3.05	-0.656	0.251	14.230	9.103	0.000	0.353	0.174
Ia	V	24	14	3.13	2.86	1.06	1.13	-0.781	-0.130	7.243	3.902	0.042	0.286	0.164
I6	II	15	36	5.06	2.79	1.22	1.49	-1.004	-2.649	-3.486	-5.479	0.467	0.194	0.331
I6	III	15	10	12.54	3.03	2.62	6.86	-2.038	-0.895	16.933	9.499	0.133	0.200	0.167
I6	IV	15	34	15.48	2.57	2.16	4.66	-1.882	-2.289	10.485	3.386	0.287	0.088	0.163
I6	V	15	14	7.88	2.96	1.88	3.53	-2.007	-2.669	3.497	1.815	0.333	0.071	0.202
II	III	36	10	16.02	2.82	2.53	6.48	-1.035	1.753	20.420	14.978	0.028	0.200	0.114
II	IV	36	34	17.91	2.74	1.78	3.17	-0.879	0.360	13.971	8.865	0.028	0.294	0.161
II	V	36	14	4.16	2.80	1.14	1.29	-1.004	-0.020	6.984	3.664	0.139	0.143	0.141
III	V	10	14	4.48	3.05	1.59	2.53	0.031	-1.774	-13.436	11.313	0.200	0.214	0.207

Линейные дискриминантные функции для ассоциации ромбический пироксен—моноклиный пироксен

Группа, подгруппа		n		$T^2 \frac{n_1 + n_2 - p - 1}{(n_1 + n_2 - 2)p}$	$Fp \frac{(n_1 + n_2 - 2)}{q = 0.05}$	Обобщенное расстояние		Коэффициент дискриминантного уравнения			Порог дискриминанта C	Эмпирический риск распознавания		
1	2	1	2			D	D ²	$K_{FeO}^{OpX-MpX}$	$K_{MgO}^{OpX-MpX}$	$K_{Mg-Fe}^{OpX-MpX}$		1	2	средне-взвешенный
Ia	III	24	10	12.28	2.90	2.36	5.57	-0.455	1.921	18.033	14.347	0.000	0.200	0.100
Ia	IV	24	34	15.41	2.78	1.85	3.41	-4.956	11.076	-2.513	3.280	0.042	0.353	0.198
Ia	V	24	14	14.41	2.86	2.86	5.18	-7.582	22.995	-21.286	4.024	0.042	0.072	0.057
Iб	III	15	10	8.42	3.03	2.15	4.61	-0.510	3.085	15.309	14.282	0.133	0.267	0.200
Iб	IV	15	34	9.67	2.57	1.71	2.91	-5.012	12.240	-5.298	3.214	0.133	0.258	0.196
Iб	V	15	14	12.50	2.96	2.36	5.59	-7.638	24.159	-24.070	3.958	0.057	0.071	0.069
II	III	36	10	13.37	2.87	2.32	5.37	-0.104	0.639	19.295	14.076	0.000	0.100	0.050
II	IV	36	34	17.80	2.74	1.77	3.14	-4.606	9.794	-1.312	3.009	0.056	0.353	0.204
II	V	36	14	14.87	2.80	2.15	4.62	-7.232	21.713	-20.084	3.753	0.083	0.071	0.077
III	V	10	14	10.09	3.05	2.39	5.71	-7.127	21.074	-39.379	-10.323	0.300	0.100	0.200
IV	V	34	14	8.22	2.81	1.61	2.60	-2.670	12.042	-18.886	0.763	0.235	0.071	0.153

Таблица 23

Средние содержания и дисперсии катионов (в форм. ед.) из ассоциации моноклиный пироксен—обыкновенная роговая обманка

Группа	n	Al _{IV}		Al _{VI}		K _{Al_{VI}-Al_{IV}}		Fe ³⁺		Fe ²⁺		Na + K	
		\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S
Обыкновенные роговые обманки													
I	30	1.614	0.323	0.234	0.167	0.256	0.474	0.386	0.437	1.544	0.398	0.633	0.173
II	20	1.603	0.149	0.323	0.087	0.222	0.056	0.303	0.088	1.682	0.391	0.648	0.104
III	11	1.757	0.130	0.307	0.316	0.171	0.170	0.030	0.100	2.524	0.054	0.825	0.106
Моноклинные пироксены													
I	30	0.081	0.043	0.041	0.040	0.639	0.795	0.072	0.062	0.316	0.103	0.034	0.027
II	20	0.066	0.013	0.024	0.011	0.375	0.176	0.037	0.014	1.128	0.758	0.028	0.010
III	11	0.075	0.035	0.041	0.051	0.452	0.410	0.003	0.021	0.475	0.158	0.027	0.040

Линейный дискриминантный анализ был проведен для тех пар групп, для которых различие по выбранным совокупностям признаков оказалось реальным. В табл. 18—22 приведены значения коэффициентов дискриминантных уравнений, порог дискриминанта и эмпирический риск распознавания объектов двух сравниваемых групп, а также средневзвешенный риск. Как видно из таблиц, средневзвешенный эмпирический риск во многих случаях достаточно велик. Однако при использовании всех вариантов дискриминантных уравнений определение фациальной принадлежности неизвестного образца может быть сделано с достаточно большой долей достоверности.

Моноклинный пироксен—обыкновенная роговая обманка

Ассоциация моноклинного пироксена и обыкновенной роговой обманки является устойчивой в метаморфических породах фаций куммингтонитовых и альмандиновых амфиболитов (поля VIII и VII соответственно) и рогово-обманково-гранулитовой фации низких, умеренных и высоких давлений (поля IXa, IXб, IXв), а также в магматических породах среднего и основного состава различных глубин формирования. Однако данные по сосуществующим моноклинным пироксенам и роговым обманкам из пород фаций куммингтонитовых и альмандиновых амфиболитов очень ограничены и проведение статистических исследований для этих фаций оказалось невозможным. В более или менее достаточном количестве имеются данные о химических составах минералов этой ассоциации из метаморфических пород роговообманково-гранулитовой фации умеренных (группа I, поле IXб) и низких (группа II, поле IXб) давлений, а также из магматических основных пород средних глубин (группа III). Краткая характеристика геологических условий залегания пород I и II групп, парагенетические ассоциации приведены в гл. II (стр. 51). В группу III входят моноклинные пироксены и амфиболы из норитового габбро, залегающего в виде мелких массивов в гранито-гнейсовом комплексе Швеции (Lindh, 1973). Состав габбро достаточно однообразный и включает моноклинный и ромбический пироксены, обыкновенную роговую обманку и плагиоклаз. Иногда в небольшом количестве присутствуют биотит и уралитизированный амфибол. Предполагаемая температура кристаллизации, по данным А. Линдса, около 900—1000° С.

Средние содержания и дисперсии катионов и коэффициентов распределения в составах моноклинных пироксенов и роговых обманок из трех указанных групп приведены в табл. 23, 24, из которых видно, что области перекрытия составов минералов из различных групп по каждому из признаков очень широкие. При построении многомерного критерия разделения групп в качестве признаков для моноклинных пироксенов и амфиболов были выбраны содержания алюминия в тетраэдрической и октаэдрической позициях (Al_{IV} и Al_{VI}), закисного железа и щелочей ($Na+K$). Кроме того, состав их сравнивался по другому набору признаков, который включал коэффи-

Таблица 24

Средние значения и дисперсии коэффициентов распределения элементов для ассоциации моноклинный пироксен—обыкновенная роговая обманка

Группа	K_{FeO}^{Mpx-Hb}		K_{MgO}^{Mpx-Hb}		K_{Mg-Fe}^{Mpx-Hb}	
	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}
I	1.297	0.211	0.877	0.105	0.690	0.106
II	1.257	0.109	0.851	0.072	0.684	0.077
III	1.340	0.127	0.785	0.092	0.590	0.088

Ливейные дискриминантные функции для ассоциации моноклиный пироксен—обыкновенная роговая обманка

Вариант I

Группа		n		$T^2 \frac{n_1 + n_2 - p - 1}{(n_1 + n_2 - 2)p}$	$Fp \frac{(n_1 + n_2 - 2)}{q = 0.05}$	Обобщенное расстояние		Коэффициент дискриминантного уравнения				Порог дискриминанта C	Эмпирический риск распознавания		
1	2	1	2			D	D ²	$K_{Al_{IV}-Al_{VI}}^{Ox}$	Fe ²⁺	Fe ²⁺	Na+K		1	2	средне-взвешенный
Обыкновенная роговая обманка															
I	III	30	11	19.98	2.64	3.279	10.754	9.795	-7.723	5.445	18.352	24.940	0.033	0.091	0.062
II	III	20	11	13.27	2.70	2.890	8.353	8.775	-6.458	4.772	16.951	23.150	0.000	0.091	0.045
Моноклиный пироксен															
I	II	30	20	10.70	2.56	1.951	3.806	-0.861	-11.030	3.962	4.154	1.955	0.000	0.400	0.200
I	III	30	11	4.08	2.64	1.483	2.199	-0.557	-31.223	0.279	-1.645	-1.462	0.233	0.091	0.162
II	III	20	11	4.84	2.70	1.743	3.040	0.303	-20.193	-3.683	-5.799	-3.418	0.400	0.000	0.200

Вариант II

Группа		n		$T^2 \frac{n_1 + n_2 - p - 1}{(n_1 + n_2 - 2)p}$	$Fp \frac{(n_1 + n_2 - 2)}{q = 0.05}$	Обобщенное расстояние		Коэффициент дискриминантного уравнения				Порог дискриминанта C	Эмпирический риск распознавания		
1	2	1	2			D	D ₂	Al _{IV}	Al _{VI}	Fe ²⁺	Na+K		1	2	средне-взвешенный
Обыкновенная роговая обманка															
I	II	30	11	13.91	2.64	2.737	7.491	-3.707	2.907	5.245	14.897	16.152	0.100	0.091	0.095
II	III	20	11	8.75	2.70	2.345	5.500	-2.848	0.843	4.408	12.759	14.149	0.000	0.091	0.045
Моноклиный пироксен															
I	II	30	20	9.93	2.56	1.879	3.532	-5.876	-13.024	4.029	9.370	2.346	0.400	0.200	0.300
II	III	20	11	3.98	2.70	1.582	2.503	5.595	17.031	-3.276	-20.687	-2.252	0.400	0.000	0.200

Линейные дискриминантные функции для ассоциации моноклинные пироксен—обыкновенная роговая обманка

Группа	n		$T^2 \frac{n_1 + n_2 - p - 1}{(n_1 + n_2 - 2)p}$	$F_p \left(\frac{n_1 + n_2 - 2}{q} = 0.05 \right)$	Обобщенное расстояние		Коэффициент дискриминантного уравнения			Порог дискриминанта C	Эмпирический риск распознавания		средне-взвешенный
	1	2			D	D ²	$\frac{Mpx-Hb}{K_{FeO}}$	$\frac{Mpx-Hb}{K_{MgO}}$	$\frac{Mgx-Hb}{K_{MgO-Fe}}$		1	2	
I	30	11	3.64	2.85	1.201	1.430	-4.674	1.114	-17.284	-16.300	0.182	0.191	0.187
II	20	11	2.98	2.92	1.020	1.030	-2.392	2.155	-14.603	-10.645	0.182	0.216	0.199

циент распределения алюминия по координационным позициям соответственно в структурах пироксенов и амфиболов ($K_{Al_{VI}-Al_{IV}}$), а также содержания окисного, закисного железа и щелочей. При сравнении групп между собой по распределению элементов в сосуществующих пироксенах и амфиболов в качестве признаков использовались три коэффициента распределения: K_{FeO}^{Mpx-Hb} , K_{MgO}^{Mpx-Hb} , K_{Mg-Fe}^{Mpx-Hb} . Увеличение числа признаков за счет других коэффициентов распределения, таких как $K_{Fe^{2+}}^{Mpx-Hb}$ или K_{Al}^{Mpx-Hb} , не дало положительных результатов, так как при этом все группы, судя по величине T^2 -критерия Хотеллинга, оказались неразличимы между собой.

Результаты сравнения p -мерных средних с помощью T^2 -критерия и обобщенного расстояния D^2 приведены в табл. 25. Данные этой таблицы показывают, что I и II группы, т. е. метаморфические породы гранулитовой фации низких и умеренных давлений, не различаются между собой по составам амфиболов и совокупности коэффициентов распределения. Однако эти две группы значимо различаются между собой по составу моноклиновых пироксенов. Особенно отчетливо это разделение проявляется при использовании в качестве признаков $K_{Al_{VI}-Al_{IV}}^{Mpx}$, Fe^{3+} , Fe^{2+} , $(Na+K)$. Судя по величине обобщенного расстояния, степень отличия этих двух групп достаточно высокая ($D^2=3.806$). Наблюдаемая в этом случае последовательность возрастания D^2 от I—III через II—III к I—II может рассматриваться как указание влияния на состав моноклиновых пироксенов — главным образом давления. С этим согласуется и последовательность увеличения D^2 при сравнении групп по содержаниям Al_{IV} , Al_{VI} , Fe^{2+} и $(Na+K)$ в моноклиновых пироксенах. Напротив, состав роговых обманок, как в отношении содержания Al_{IV} , Al_{VI} , Fe^{2+} , $(Na+K)$, так и в отношении степени разделения Al между координационными позициями ($K_{Al_{VI}-Al_{IV}}^{Hb}$) и содержания окисного железа зависит в большей мере от температуры, но не давления. Составы роговых обманок I и II групп, кристаллизующихся в одном и том же температурном интервале ($700-800^\circ C$), но при различных давлениях, не различаются между собой. В то же время роговые обманки этих двух групп значительно отличаются от роговых обманок из габбро, которые кристаллизовались при более высоких температурах ($900-1000^\circ C$), но при давлениях, приблизительно характеризующих поле IXб.

Коэффициенты уравнения дискриминантных функций, значения порога дискриминанта и эмпирического риска распознавания приведены в табл. 26. Линейные дискриминантные функции для моноклиновых пироксенов можно рекомендо-

вать в качестве критерия определения принадлежности образцов метаморфического происхождения к полям IXa и IXб. Можно предполагать, что по составам моноклинных пироксенов можно будет также разделять фации куммингтонитовых и альмандиновых амфиболитов.

Гранат—биотит

Ассоциация гранат—биотит является устойчивой в широком интервале $P-T$, так называемой сквозной, присутствующей в большинстве выделяемых метаморфических фаций. Поэтому весьма желательно определить, существуют ли заметные различия в составе гранатов и биотитов, образовавшихся в разных термодинамических условиях. В некоторых комплексах пород отсутствуют критические минеральные ассоциации, и тогда состав минералов является единственным фактором, по которому можно выяснить фациальную принадлежность пород.

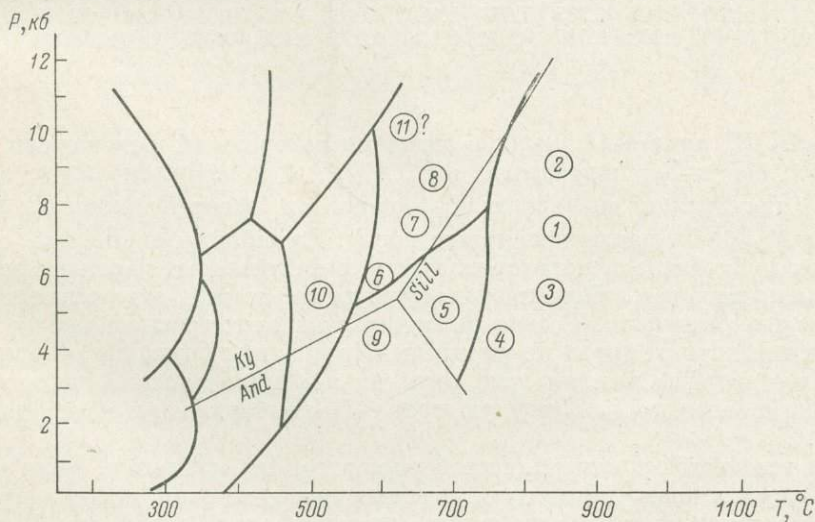


Рис. 43. Положение выделенных групп (цифры в кружках) гранат-биотитовых пар на петрогенетической диаграмме.

Имеющиеся в нашем распоряжении данные химических анализов гранатов и биотитов были разделены на 11 групп: 1, 2, 3 и 4-я принадлежат гранулитовой фации; 5, 6, 7, 8, 9 и 11-я — амфиболитовой фации; 10-я группа относится к эпидот-амфиболитовой фации: 1 — гранулиты кольского типа; 2 — гранулиты лапландского типа; 3 — гранулиты алданского типа; 4 — гранулиты ладожского типа; 5 — фация куммингтонитовых амфиболитов, силлиманитсодержащие субфации; 6 — фация альмандиновых амфиболитов, субфация ставролит-гранат-кордиерит-биотитовая; 7 — фация альмандиновых амфиболитов, субфация гранат-кианит-биотит-мусковитовая; 8 — фация альмандиновых амфиболитов, субфация гранат-кианит-биотит-ортоклазовая; 9 — фация куммингтонитовых амфиболитов, субфация биотит-ставролит-мусковит-андалузитовая; 10 — эпидот-амфиболитовая фация; 11 — гранат-биотит-ортоклазовые гнейсы беломорского комплекса, которые, по мнению О. И. Володичева (1975), относятся к верхней по давлению части поля фации альмандиновых амфиболитов.

Взаимное положение выделенных групп показано на рис. 43. Для дискриминантного анализа использованы гранат-биотитовые пары главным образом из глиноземистых гнейсов. Исключение составляют образцы, относящиеся к гранулитовой фации, среди которых присутствуют гранаты и биотиты из гранат-гиперстеновых гнейсов.

Группа	n	Гранат						Биотит						Средние коэффициенты распределения в гранатах и биотитах											
		Mn		Mg		Ca		Ti		Al _{IV}		Al _{VI}		Коэффициенты								T, °C (по K _{Mg-Fe} ^{Gr-Bt})	P, кб (по K и T°)		
		\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}						
1	30	0.038	0.025	0.968	0.158	0.114	0.067	0.227	0.033	1.057	0.115	0.562	0.121	1.409	0.180	0.546	0.059	0.303	0.039	0.665	0.075	2.123	0.192	750	8.0
2	26	0.031	0.020	1.145	0.253	0.125	0.063	0.219	0.070	0.995	0.094	0.530	0.104	1.525	0.245	0.632	0.091	0.382	0.109	0.737	0.100	2.046	0.406	820	8.5
3	23	0.054	0.048	0.796	0.178	0.161	0.105	0.263	0.050	0.926	0.106	0.489	0.113	1.377	0.215	0.501	0.067	0.301	0.056	0.582	0.086	1.940	0.268	750	6.0
4	24	0.059	0.026	0.635	0.065	0.135	0.044	0.200	0.029	1.059	0.078	0.575	0.102	1.177	0.117	0.443	0.046	0.289	0.045	0.530	0.076	1.852	0.150	740	4.5
5	37	0.173	0.200	0.465	0.109	0.166	0.078	0.164	0.052	1.082	0.121	0.651	0.127	1.030	0.205	0.360	0.068	0.240	0.061	0.461	0.135	1.862	0.274	685	4.5
6	20	0.209	0.200	0.448	0.118	0.252	0.173	0.121	0.031	1.035	0.185	0.639	0.177	1.238	0.209	0.299	0.061	0.168	0.041	0.367	0.094	2.056	0.273	605	4.8
7	22	0.101	0.037	0.441	0.066	0.233	0.117	0.167	0.047	1.062	0.167	0.638	0.145	1.128	0.158	0.335	0.053	0.214	0.036	0.417	0.100	1.905	0.307	660	5.5
8	45	0.075	0.050	0.601	0.105	0.246	0.101	0.155	0.045	1.096	0.137	0.594	0.139	1.341	0.209	0.382	0.055	0.212	0.069	0.454	0.082	2.238	0.395	660	7.0
9	24	0.257	0.131	0.318	0.108	0.219	0.137	0.121	0.031	1.148	0.084	0.639	0.093	1.084	0.206	0.247	0.068	0.155	0.045	0.299	0.095	1.838	0.200	580	4.0
10	29	0.209	0.109	0.335	0.070	0.289	0.086	0.095	0.014	1.121	0.044	0.531	0.050	1.201	0.114	0.239	0.048	0.141	0.033	0.281	0.062	2.009	0.317	565	3.8
11	16	0.040	0.008	0.937	0.108	0.244	0.051	0.196	0.063	1.064	0.090	0.554	0.070	1.660	0.125	0.486	0.044	0.216	0.033	0.565	0.055	2.572	0.304	675	11.0

В табл. 27 приведены средние значения содержаний и дисперсии катионов Mn^{2+} , Mg^{2+} и Ca^{2+} в гранатах, Ti^{4+} , Al_{IV}^{3+} , Al_{VI}^{3+} и Fe^{2+} в биотитах, а также средние значения и дисперсии коэффициентов распределения \bar{K} , K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt} , K_{MgO}^{Gr-Bt} и K_{FeO}^{Gr-Bt} из различных групп пород. Из таблицы видно, что составы гранатов и биотитов в некоторых группах значительно перекрываются по отдельным катионам. Перекрытия существуют и для отдельных коэффициентов распределения. Резкие различия отмечаются только между далеко отстоящими друг от друга по условиям образования группами, в остальных случаях отдельные катионы или один из коэффициентов не дают возможности четко отнести ту или иную гранат-биотитовую пару к определенной группе.

Для того чтобы повысить достоверность такого отнесения, была использована совокупность признаков, отражающих различия между группами, и был проведен анализ с помощью многомерного T^2 -критерия Хотеллинга и обобщенного расстояния D^2 . При сравнении составов гранатов в качестве признаков были выбраны Mn^{2+} , Mg^{2+} и Ca^{2+} ; при сравнении биотитов взяты содержания в них Ti^{4+} , Al_{IV}^{3+} , Al_{VI}^{3+} и Mg^{2+} . Кроме того, сравнивались группы по совокупности четырех коэффициентов распределения: \bar{K} , K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt} , K_{MgO}^{Gr-Bt} , K_{FeO}^{Gr-Bt} .

Гранаты. Из табл. 28 видно, что величина $T^2 \frac{n_1 + n_2 - p}{(n_1 + n_2 - 2)p}$ во всех случаях больше табличного значения F со степенями свободы $f_1 = p$ и $f_2 = n_1 + n_2 - 2$. По составам гранатов большинство групп значимо отличается друг от друга с вероятностью $p = 99\%$. Только для четырех совокупностей (5—6, 6—7, 6—10 и 9—10) вероятность значимости различий понижается до 95%.

Гранаты 6—7 и 6—10 групп сформировались в близких условиях и на петрогенетической сетке занимают смежные поля, чем и объясняется относительная близость их составов. Меньшее различие в гранатах из групп 5—6 и 9—10 связано, по нашему мнению, с одновременным влиянием температуры и давления. Дело в том, что в каждой паре в одну из групп входят гранаты, кристаллизовавшиеся при повышенных давлениях и умеренных температурах, а в других — при повышенной температуре и пониженных давлениях. Понижение железистости и марганцовистости гранатов вызывается повышением температуры в одной группе и повышением давления — в другой. Такие группы характеризуют термодинамические поля на P — T диаграмме, располагающиеся по диагонали друг к другу. Увеличение же магнетиальности граната (и понижение марганцовистости) с повышением

температуры и повышением давления вытекает из отрицательного наклона линий моновариантных равновесий с участием граната и биотита (реакций дегидратации) и линий равной магнетиальности граната. Что же касается кальциевости гранатов, то влияние на нее температуры и давления противоположно: чем выше давление, тем более кальциевыми становятся гранаты в глиноземистых гнейсах, а чем выше температура, тем меньше содержание кальция в гранате. И в таких «диагональных» группах различия по кальцию в гранатах должны усиливаться, что и демонстрируют данные табл. 28. Следовательно, некоторое сходство составов в рассматриваемых группах происходит за счет двух из трех переменных — Mg^{2+} и Mn^{2+} .

Величина D^2 , выражающая степень различия групп по составу гранатов, возрастает вместе с увеличением величины T^2 -критерия Хотеллинга и для гранатов из гранулитов увеличивается от групп 1—3 через 1—2 к группам 1—4.

Биотиты. Данные табл. 29 показывают, что величина $T^2 \frac{n_1 + n_2 - p - 1}{(n_1 + n_2 - 2)p}$ сравниваемых групп почти во всех случаях больше критерия Фишера, т. е. по составу биотитов группы значимо различаются при 1%-ном уровне значимости. Нулевая гипотеза равенства p -мерных средних не может быть отвергнута при сравнении групп 4—7 и 5—7, а в группах 5—9 и 7—9 различия в составах биотитов ограничиваются 5%-ным уровнем значимости. Биотиты групп 5—7 и 5—9 взяты из соседствующих субфаций, поэтому слабее отличаются по составу между собой, чем другие группы. В группах же 4—7 биотиты значительно разнятся по магнетиальности и отношению Al_{VI}/Al_{IV} , хотя совокупность признаков и не дает возможности четкого разделения групп.

Степень различия групп биотитов, определяемая величиной D^2 , как и в гранатах, увеличивается по мере увеличения контрастности термодинамических условий образований групп. Например, для гранулитов различия в составе биотитов между кольскими гранулитами и ладожскими (1—4) больше, чем между кольскими и алданскими (1—3).

Коэффициенты распределения элементов между сосуществующими гранатами и биотитами. Для выяснения различий между выделенными группами гранат-биотитовых пар были использованы в качестве признаков коэффициенты распределения Mg и Fe : \bar{K} , K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt} , K_{MgO}^{Gr-Bt} и K_{FeO}^{Gr-Bt} . Как видно из табл. 30, из всей совокупности сравниваемых групп только в трех случаях значения T^2 -крите-

Линейные дискриминантные функции для гранатов

Группа		n		$T^2 \frac{n_1 + n_2 - p - 1}{(n_1 + n_2 - 2)p}$	$Fp(n_1 + n_2 - 2),$ $q = 0.01$	Обобщенное расстояние		Коэффициенты дискриминантного уравнения			Порог дискриминанта C	Эмпирический риск распознавания		
1	2	1	2			D	D ²	Mn	Mg	Ca		1	2	средневзвешенный
1	2	30	26	9.03	4.18	1.4215	2.0208	1.6813	11.2012	4.5345	12.4368	0.2667	0.3846	0.3256
1	3	30	23	7.38	4.20	1.3216	1.7465	-1.0973	-9.7024	1.9677	-8.3403	0.3333	0.3043	0.3188
1	4	30	24	28.04	4.20	2.5613	6.5605	-2.6930	-20.1518	-3.8543	-16.7748	0.1667	0.0416	0.1042
1	5	30	37	80.09	4.10	3.8681	14.9625	5.5048	-28.7134	-4.2260	-20.5922	0.0000	0.0000	0.0000
1	6	30	20	63.19	4.22	4.0601	16.4846	8.1590	-27.7220	4.8214	-17.7419	0.0000	0.0500	0.0250
1	7	30	22	65.26	4.20	4.0084	10.0669	-1.8712	-29.9844	3.1183	-20.7187	0.0000	0.0000	0.0000
1	8	30	45	48.44	4.06	2.8811	8.3010	-2.2807	-20.0692	7.6790	-14.4978	0.0333	0.0666	0.0500
1	9	30	24	109.05	4.18	5.0554	25.5574	11.0250	-35.8345	-1.4891	-21.6677	0.0000	0.0000	0.0000
1	10	30	29	113.46	4.15	4.8883	23.8959	6.4548	-34.1050	6.8360	-20.0526	0.0000	0.0000	0.0000
1	11	30	16	5.99	4.26	1.3432	1.8041	-0.9666	0.4726	13.9288	2.9059	0.1000	0.0625	0.0812
2	3	26	23	87.83	4.23	2.6728	7.1441	-2.7786	-20.9037	-2.5668	-20.7771	0.3462	0.2609	0.3035
2	4	26	24	62.84	4.22	3.9702	15.7628	-4.3751	-31.3530	-8.3888	-29.2115	0.0769	0.0000	0.0384
2	5	26	37	134.51	4.13	5.2271	27.3223	3.8235	-39.9146	-8.7605	-33.0290	0.0000	0.0000	0.0000
2	6	26	20	31.65	4.24	5.3229	28.3337	6.4777	-38.9242	0.2869	-30.1787	0.0000	0.0000	0.0000
2	7	26	22	108.70	4.22	5.3488	28.6100	-3.5531	-41.1856	-1.4162	-33.1555	0.0000	0.0000	0.0000
2	8	26	45	91.89	4.08	4.1506	17.2274	-3.9619	-31.2704	3.1445	-26.9345	0.0384	0.0222	0.0303
2	9	26	24	161.29	4.22	6.3607	40.4382	9.3437	-47.0357	-6.0236	-34.1045	0.0000	0.0000	0.0000
2	10	26	29	166.82	4.18	6.1593	37.9364	4.7736	-45.3063	2.3015	-32.4894	0.0000	0.0000	0.0000
2	11	26	16	10.47	4.31	1.8272	3.3386	-2.6470	-10.7286	9.3943	-9.5309	0.4231	0.0625	0.2438
3	4	23	24	6.79	4.25	1.3772	1.8150	-1.5965	-10.4493	-5.8220	-8.4344	0.3478	0.0833	0.2156
3	5	23	37	32.14	4.14	2.6533	7.0401	6.6021	-19.0110	-6.1937	-12.2519	0.0860	0.0540	0.0705
3	6	23	20	27.01	4.31	2.8221	7.9643	9.2563	-18.0205	2.8537	-9.4016	0.0869	0.1500	0.1185
3	7	23	22	25.91	4.27	2.6925	7.2496	-0.7745	-20.2819	1.1500	-12.3784	0.1304	0.0454	0.0879
3	8	23	45	12.21	4.10	1.5754	2.4819	-1.1833	-10.3668	5.7113	-6.1574	0.3478	0.1333	0.2406
3	9	23	24	55.48	4.25	3.8401	14.7466	12.1223	-26.1321	-3.4568	-13.3274	0.0434	0.0000	0.0217
3	10	23	29	53.48	4.20	3.6113	13.0414	7.5522	-24.4026	4.8683	-11.7123	0.0434	0.0000	0.0217
3	11	23	16	7.23	4.33	1.5587	2.4295	0.1307	10.1751	11.9611	-11.2463	0.3043	0.1250	0.2147
4	5	24	37	11.17	4.14	1.5437	2.3831	8.1986	-8.5616	-0.3717	-3.8175	0.0000	0.1622	0.0810
4	6	24	20	14.06	4.29	2.0149	4.0597	10.8528	-7.5711	8.6757	-0.9672	0.0000	0.1750	0.1750
4	7	24	22	9.61	4.26	1.6218	2.6302	0.8212	-9.8320	6.9726	-3.9440	0.0416	0.0909	0.0662
4	8	24	45	6.46	4.11	1.1298	1.2765	0.4131	0.0826	11.5333	2.2770	0.0933	0.3556	0.2194
4	9	24	24	30.20	4.24	2.8095	7.8933	13.7188	-15.6827	2.3652	-4.8929	0.0000	0.1250	0.0625
4	10	24	29	30.27	4.19	2.6852	7.2103	9.1487	-13.9532	10.6903	-3.2778	0.0000	0.0344	0.0172
4	11	24	16	24.60	4.34	2.8484	8.1133	1.7272	20.6244	17.7831	19.6807	0.0000	0.0625	0.0312
5*	6	37	20	3.57	2.78*	0.9253	0.8562	2.6542	0.9905	9.0474	2.8503	0.2703	0.5000	0.3851
5*	7	37	22	4.65	4.15	1.0240	1.0485	-7.3767	-1.2710	7.3443	-0.1265	0.4054	0.2727	0.3391
5	8	37	45	19.07	4.04	1.6998	2.8892	-7.7855	8.6442	11.9050	6.0945	0.2162	0.1556	0.1859
5	9	37	24	7.77	4.14	1.2870	1.6565	5.5202	-7.1211	2.7369	-1.0755	0.1081	0.2083	0.1582
5	10	37	29	11.01	4.11	1.4482	2.0973	0.9500	-5.3916	11.0620	0.5396	0.1081	0.2069	0.1575
5	11	37	16	57.70	4.19	4.0058	16.0465	6.4714	29.1868	18.1548	23.4981	0.0000	0.0000	0.0000
6*	7	20	22	3.72	2.84*	1.0602	1.1240	-10.0309	-2.2614	-1.7031	-0.9768	0.4500	0.1364	0.2932
6	8	20	45	11.24	4.12	1.5982	2.5542	-10.4397	7.6537	2.8576	3.2442	0.2500	0.1111	0.1806
6	9	20	24	4.85	4.29	1.1828	1.3990	2.8660	-8.1116	-6.3105	-3.9258	0.3500	0.1667	0.2583
6	10	20	29	3.00	2.81	0.8011	0.7940	-1.7041	-6.3821	2.0146	-2.3107	0.2500	0.2457	0.2457
6	11	20	16	42.55	4.42	3.9060	15.2569	-9.1256	28.1956	9.1074	20.6479	0.0500	0.0000	0.0250
7	8	22	45	7.92	4.10	1.2880	1.6590	-0.4088	9.9152	4.5607	6.2209	0.1364	0.2000	0.1682
7	9	22	24	10.15	4.26	1.6671	2.7791	12.8969	-5.8502	-4.6074	-0.9490	0.0000	0.2500	0.1250
7	10	22	29	6.16	4.21	1.2409	1.5398	8.3267	-4.1207	3.7170	0.6661	0.1364	0.2414	0.1889
7	11	22	16	44.33	4.36	3.8956	15.1756	0.9052	30.4570	10.8105	23.6246	0.0000	0.0000	0.0000
8	9	45	24	36.08	4.09	2.6697	7.1273	13.3057	-15.7653	-9.1681	-7.1699	0.0666	0.0416	0.0541
8	10	45	29	29.43	4.06	2.2069	4.8705	8.7355	-14.0358	-0.8429	-5.5548	0.0666	0.0344	0.0505
8	11	45	16	26.01	4.14	2.6158	6.8426	1.3140	20.5418	6.2498	17.4037	0.0666	0.0625	0.0645
9*	10	24	29	3.48	2.78*	0.9096	0.8274	-4.5702	1.7295	8.3252	1.6151	0.3333	0.1724	0.2529
9	11	24	16	77.18	4.34	5.0457	25.4595	-11.9916	36.3071	15.4179	24.5736	0.0000	0.0000	0.0000
10	11	29	16	71.26	4.28	4.6632	21.7457	-7.4215	34.5777	7.0928	22.9585	0.0000	0.0000	0.0000

Примечание. Здесь и в табл. 29 в совокупностях, отмеченных звездочкой, значимые различия — только для 5%-го уровня значимости.

функции для биотитов

Линейные дискриминантные										функции для биотитов						
Группа		n		$T^2 \frac{n_1 + n_2 - p - 1}{(n_1 + n_2 - 2)p}$	$Fp(n_1 + n_2 - 2, q = 0.01)$	Обобщенное расстояние		Коэффци	цененты дискриминантного уравнения			Порог дискриминанта C	Эмпирический риск распознавания			
1	2	1	2			D	D ²		Ti	Al _{IV}	Al _{VI}		Mg	1	2	средневзвешенный
1	2	30	26	3.39	3.60	1.0157	1.0315	-15.0102	-11.0201	-7.3367	-0.2322	-19.0067	0.3000	0.3077	0.3038	
1	3	30	23	15.51	3.70	2.2504	5.0642	-0.9575	-19.4664	-23.5750	-8.9818	-44.7002	0.1333	0.1304	0.1309	
1	4	30	24	13.15	3.69	2.0463	4.1874	-23.1541	-7.1451	-13.3646	-12.8728	-37.1433	0.1000	0.0833	0.0916	
1	5	30	37	34.93	3.62	2.9737	8.8431	-42.7095	-5.8806	-9.3712	-16.2079	-40.5818	0.0333	0.0810	0.0572	
1	6	30	20	27.55	3.74	3.1299	9.7965	-74.0612	-15.8030	-7.1147	-9.1664	-46.1068	0.0000	0.0000	0.0000	
1	7	30	22	18.54	3.72	2.4930	6.2151	-41.9596	-7.4311	-7.9122	-12.7098	-37.4049	0.0333	0.0909	0.0621	
1	8	30	45	14.97	3.58	1.8627	3.4698	-42.8735	-4.5216	-2.3201	-5.0311	-21.4865	0.1333	0.1559	0.1444	
1	9	30	24	35.42	3.72	3.3585	11.2780	-61.4499	-3.2082	-5.9431	-14.2365	-35.9779	0.0000	0.0000	0.0000	
1	10	30	29	52.107	3.66	3.8627	14.9204	-85.6249	-16.8063	-20.2144	-15.2186	-63.4844	0.0000	0.0000	0.0000	
1	11	30	16	4.61	3.78	1.3767	1.8954	-16.3104	-1.0457	6.7972	7.5513	11.0476	0.2333	0.1250	0.1792	
2	3	26	23	9.05	3.75	1.7801	3.1688	14.0527	-8.4463	-16.2383	-8.7496	-25.6935	0.2308	0.1739	0.2023	
2	4	26	24	13.22	3.74	2.1264	4.5215	-8.1440	3.8750	-6.0280	-12.6406	-18.1366	0.2308	0.0000	0.1154	
2	5	26	37	34.92	3.64	3.1019	9.6217	-27.6994	5.1395	-2.0346	-15.9757	-21.5751	0.1923	0.0540	0.1232	
2	6	26	20	21.51	3.78	2.8579	8.1617	-59.0518	-4.7829	0.2220	-8.9342	-27.1001	0.2308	0.0000	0.1154	
2	7	26	22	18.15	3.76	2.5529	6.5174	-26.9494	3.5890	-0.5756	-12.4776	-18.3982	0.1923	0.0909	0.1416	
2	8	26	45	14.29	3.59	1.9028	3.6206	-27.8633	6.4985	5.0166	-4.7990	-2.4798	0.2692	0.1111	0.1902	
2	9	26	24	35.30	3.74	3.4740	12.0684	-46.4397	7.8119	1.3935	-14.0043	-16.9712	0.1923	0.0000	0.0961	
2	10	26	29	41.45	3.70	3.5804	12.8196	-70.6147	-5.7862	-12.8778	-14.9864	-44.4777	0.2308	0.0000	0.1154	
2	11	26	16	4.83	3.83	1.4526	2.1100	-1.3002	9.9744	14.1338	7.7834	30.0543	0.2692	0.0000	0.1346	
3	4	23	24	12.90	3.77	2.1693	4.7058	-22.1967	12.3214	10.2104	-3.8910	7.5569	0.2609	0.0000	0.1304	
3	5	23	37	37.17	3.66	3.3250	11.0558	-41.7521	13.5859	14.2038	-7.2260	4.1184	0.1304	0.0540	0.0922	
3	6	23	20	32.92	3.81	3.6443	13.2808	-73.1045	3.6635	16.4603	-0.1846	-1.4066	0.0434	0.0000	0.0217	
3	7	23	22	23.08	3.79	2.9711	8.8275	-41.0021	12.0353	15.6628	-3.7279	7.2952	0.1304	0.1364	0.1334	
3	8	23	45	33.21	3.61	3.0239	9.1441	-41.9160	14.9449	21.2549	3.9507	23.2137	0.1739	0.0144	0.1092	
3	9	23	24	44.92	3.77	4.0489	16.3934	-60.4924	16.2582	17.6319	-5.2547	8.7223	0.0434	0.0000	0.0217	
3	10	23	29	48.04	3.72	3.9922	15.9378	-84.6674	2.6601	3.3606	-6.2368	-18.7842	0.0434	0.0000	0.0217	
3	11	23	16	22.19	3.87	3.1957	10.2379	-15.3529	18.4207	30.3722	16.5331	55.7477	0.0869	0.0000	0.0434	
4	5	24	37	5.26	3.66	1.2344	1.5238	-19.5554	1.2645	3.9934	-3.3350	-3.4385	0.1667	0.2162	0.1914	
4	6	24	20	12.31	3.80	2.2051	4.8624	-50.9078	-8.6570	6.2500	3.7064	-8.9635	0.0416	0.1000	0.0708	
4	8	24	45	9.21	3.61	1.5697	2.4641	19.7193	6.2355	11.0445	7.8417	15.6568	0.1250	0.1778	0.1514	
4	9	24	24	11.15	3.76	1.9942	3.9768	-38.2957	3.9360	7.4215	-1.3637	1.1654	0.0416	0.0833	0.0625	
4	10	24	29	19.11	3.70	2.4874	6.1871	-62.4707	-9.6612	-6.8498	-2.3458	-26.3411	0.0416	0.0000	0.0208	
4	11	24	16	20.82	3.86	3.0687	9.4171	-6.8438	6.0994	20.1618	20.4241	48.1909	0.0000	0.0625	0.0312	
5	6	37	20	10.00	3.68	1.8052	3.2589	-31.3524	-9.9224	2.2566	7.0415	-5.5250	0.1892	0.2000	0.1946	
5	8	37	45	15.16	3.56	1.7614	3.1025	-0.1639	1.3590	7.0512	11.1767	19.0953	0.1892	0.1778	0.1835	
5*	9	37	24	3.64	2.52	1.0259	1.0526	-18.7404	2.6724	3.4281	1.9714	4.6039	0.4054	0.2500	0.3277	
5	10	37	29	15.44	3.63	1.9966	3.9865	-42.9153	-10.9257	-10.8432	0.9892	-22.9026	0.1622	0.0689	0.1156	
5	11	37	16	37.18	3.70	3.7615	14.1490	-26.3992	4.8349	16.1684	23.7591	51.6293	0.0000	0.0625	0.0312	
6	7	20	22	5.11	3.83	1.4525	2.1099	32.1023	8.3718	-0.7976	-3.5434	8.7019	0.2500	0.0909	0.1705	
6	8	20	45	6.53	3.63	1.4076	1.9813	31.1885	11.2814	4.7946	4.1353	24.6203	0.2000	0.2917	0.1667	
6	9	20	24	5.59	3.80	1.4861	2.2085	12.6120	12.5948	1.1715	-5.0701	10.1289	0.2000	0.2917	0.2458	
6	10	20	29	5.13	3.75	1.3608	1.8517	-11.5629	-1.0033	-13.0998	-6.0522	-17.3776	0.2500	0.0689	0.1595	
6	11	20	16	21.50	3.93	3.2575	10.6111	57.7515	14.7573	13.9119	16.7177	57.1544	0.0500	0.0625	0.0562	
7	8	22	45	5.29	3.62	1.2259	1.5027	0.9139	2.9096	5.5922	7.6786	15.9184	0.3182	0.2444	0.2813	
7*	9	22	24	3.57	2.58	1.1559	1.3360	-19.4903	4.2229	1.9691	-1.5267	1.4270	0.3182	0.2917	0.3049	
7	10	22	29	10.92	3.73	1.9284	3.7187	-43.6653	-9.3752	-12.3022	-2.5088	-26.0795	0.1364	0.0689	0.1027	
7	11	22	16	21.82	3.89	3.2063	10.2806	25.6492	6.3854	14.7094	20.2610	48.4525	0.0454	0.0625	0.0539	
8	9	45	24	10.91	3.61	1.7088	2.9200	-18.5764	1.3134	-3.6231	-9.2053	-14.4914	0.1778	0.2917	0.2347	
8	10	45	29	10.95	3.59	2.1962	4.8234	-42.7514	-12.2847	-17.8943	-10.1875	-41.9979	0.2444	0.0344	0.1395	
8	11	45	16	12.87	3.66	2.1436	4.5949	26.5631	3.4759	9.1172	12.5824	+32.5341	0.0888	0.1250	0.1069	
9	10	24	29	7.43	3.73	1.5522	2.4093	-24.1750	-13.5981	-14.2713	-0.9821	-27.5065	0.2083	0.1034	0.1559	
9	11	24	16	32.40	3.86	3.8287	14.6586	45.1395	2.1625	12.7403	21.7878	47.0255	0.0000	0.0312	0.0312	
10	11	29	16	41.04	3.79	4.1373	17.1170	69.3145	15.7609	27.0116	22.7699	74.5320	0.0000	0.0625	0.0312	

рия Готелинга ниже критических: 5—7, 6—7 и 9—10. В остальных случаях различие между группами по совокупности коэффициентов распределения с вероятностью $p=99\%$ значимо (для групп 3—4, 6—9 и 6—10 — с вероятностью 95%). Из неразличающихся групп 6 и 7 относятся к сходным термодинамическим условиям (субфация альмандиновых амфиболитов, ставролит-гранат-кордиерит-биотитовая и гранат-кианит-биотит-мусковитовая

субфации), что и определяет их сходство по коэффициентам распределения. Группы 5—7 и 9—10 имеют сходство по той же причине, которая приводит к объяснению сходства составов гранатов.

Степень различия, определяемая величиной D^2 , как и при сравнении составов гранатов и биотитов, возрастает в гранулитах в направлении от 1—3, через 1—2 к 1—4.

Линейные дискриминантные функции для

Группа		n		$T^2 \frac{n_1 + n_2 - p - 1}{(n_1 + n_2 - 2)p}$	$Fp(n_1 + n_2 - 2),$ $q = 0.01$	Обобщенное расстояние		Коэффи K
1	2	1	2			D	D ²	
1	2	30	26	8.37	3.70	1.5951	2.5444	17.9954
1	3	30	23	5.04	3.72	1.2820	1.6435	-13.2066
1	4	30	24	16.45	3.72	2.2861	5.2264	-37.8358
1	5	30	37	46.13	3.62	3.4169	11.6753	-64.6771
1	6	30	20	48.85	3.74	4.1676	17.3687	-67.4648
1	7	30	22	41.70	3.72	3.7393	13.9822	-65.6747
1	8	30	45	38.28	3.58	2.9783	8.8701	-45.5803
1	9	30	24	83.61	3.70	5.1592	26.6178	-82.5479
1	10	30	29	97.58	3.67	5.2858	27.9400	-83.7266
1	11	30	16	9.13	3.78	1.9378	3.7552	-1.1723
2	3	26	23	13.69	3.75	2.1896	4.7944	-31.2020
2	4	26	24	29.99	3.74	3.2022	10.2539	-55.8312
2	5	26	37	74.54	3.65	4.5347	20.5639	-82.6725
2	6	26	20	77.11	3.76	5.4112	29.2810	-85.4602
2	7	26	22	66.79	3.74	4.8973	23.9836	-83.6701
2	8	26	45	66.25	3.60	4.1003	16.8124	-63.5757
2	9	26	24	117.96	3.74	6.3503	40.3264	-100.5333
2	10	26	29	134.63	3.70	6.4527	41.6377	-101.7220
2	11	26	16	20.40	3.83	2.9845	8.9073	-19.1677
3*	4	23	24	3.49	2.58*	1.1285	1.2734	-24.6292
3	5	23	37	19.80	3.66	2.4267	5.8891	-51.4705
3	6	23	20	26.72	3.83	3.2821	10.7719	-54.2582
3	7	23	22	19.81	3.79	2.7525	7.5764	-52.4681
3	8	23	45	17.14	3.62	2.1724	4.7191	-32.3737
3	9	23	24	47.81	3.77	4.1769	17.4468	-69.3413
3	10	23	29	56.30	3.72	4.3217	18.6775	-70.5200
3	11	23	16	10.85	3.85	2.2369	5.0036	12.0343
4	5	24	37	6.62	3.63	1.3847	1.9173	-26.8413
4	6	24	20	14.11	3.80	2.4265	5.8878	-29.6290
4	7	24	22	8.32	3.78	1.7636	3.1104	-27.8389
4	8	24	45	9.97	3.32	1.6332	2.6673	-7.7445
4	9	24	24	28.91	3.76	3.2107	10.3085	-44.7121
4	10	24	29	35.52	3.71	3.3906	11.4961	-45.8908
4	11	24	16	17.88	3.86	2.8439	8.0879	36.6635
5	6	37	20	5.22	3.68	1.3038	1.7000	-2.7877
5	8	37	45	11.19	3.56	1.5131	2.2894	19.0968
5	9	37	24	13.11	3.66	1.9484	3.7962	-17.8708
5	10	37	29	18.00	3.63	2.1921	4.8053	-19.0495
5	11	37	16	32.96	3.71	3.5414	12.5416	63.5048
6	8	20	45	7.95	3.64	1.5531	2.4120	21.8845
6*	9	20	24	3.44	2.59*	1.1654	1.3581	-15.0831
6*	10	20	29	3.69	2.57*	1.1546	1.3330	-16.2618
6	11	20	16	27.82	3.93	3.7051	13.7279	66.2925
7	8	22	45	7.59	3.62	1.4677	2.1542	20.0944
7	9	22	24	5.98	3.78	1.4957	2.2370	-16.8732
7	10	22	29	8.53	3.73	1.7040	2.9035	-18.0519
7	11	22	16	28.19	3.88	3.6395	13.2463	64.5024
8	9	45	24	26.89	3.58	2.6541	7.0445	-36.9676
8	10	45	29	26.33	3.61	2.5229	6.3652	-38.1463
8	11	45	16	15.53	3.66	2.3546	5.5443	44.4080
9	11	24	16	51.83	3.86	4.8421	23.4463	81.3756
10	11	29	16	53.73	3.79	4.7338	22.4084	82.5543

Линейный дискриминантный анализ был проведен для тех пар групп, для которых получились реальные различия по выбранным совокупностям признаков (табл. 28—30).

На диаграммах распределения значений $D(x)$ (рис. 44—46) показаны области значений $D(x)$ для принятия гипотез об отнесении неизвестного образца к одной из двух сравниваемых групп, а также области неопределенного решения. Как видно из рисунков, области неопределенного реше-

коэффициентов распределения

коэффициенты дискриминантного уравнения			Порог дискриминантная C	Эмпирический риск распознавания		
K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt}	K_{MgO}^{Gr-Bt}	K_{FeO}^{Gr-Bt}		1	2	средневзвешенный
24.1427	-10.5703	1.7806	15.1620	0.2333	0.3846	0.3090
22.5184	-13.0925	-13.0925	-8.1394	0.3000	0.1739	0.2370
38.3883	-14.0759	0.1634	-15.4500	0.1000	0.0000	0.0500
38.8162	-9.7667	-0.1568	-24.5725	0.0000	0.0540	0.0270
29.8900	-16.1485	1.3383	-27.0250	0.0000	0.0500	0.0250
36.7628	-13.6894	0.2178	-26.4011	0.0000	0.0000	0.0000
38.6187	-20.6985	4.5775	-12.8247	0.0333	0.0666	0.0500
35.2795	-18.8358	-0.7700	-35.2731	0.0000	0.0000	0.0000
45.5465	-25.4462	2.1951	-30.2497	0.0000	0.0000	0.0000
2.9973	-14.0711	5.6279	4.7302	0.0333	0.1875	0.1104
-1.6243	-2.5222	-1.7120	-23.3023	0.3077	0.1739	0.2408
14.2456	-3.5056	-1.6173	-30.6130	0.1538	0.0000	0.0769
14.6736	0.8036	-1.9374	-39.7354	0.0384	0.0540	0.0462
5.7473	-5.5782	-0.4423	-42.1879	0.0000	0.0000	0.0000
12.6201	-3.1191	-1.5628	-41.5640	0.0000	0.0000	0.0000
14.4759	-10.1282	2.7969	-27.9876	0.0384	0.0222	0.0303
11.1368	-8.2655	-2.5507	-50.4360	0.0000	0.0000	0.0000
21.4038	-14.8759	0.4144	-45.4126	0.0000	0.0000	0.0000
-21.1454	-3.5008	3.8473	-10.4327	0.0769	0.0000	0.0384
15.8699	-0.9834	10.0947	-7.3106	0.2174	0.1667	0.1920
16.2978	3.3258	-0.2255	-16.4331	0.1304	0.1351	0.1328
7.3716	-3.0560	1.2697	-18.8856	0.0869	0.0500	0.0684
14.2444	-0.5969	0.1491	-18.2617	0.1304	0.0909	0.1107
16.1001	-7.6059	4.5088	-4.6853	0.2174	0.1778	0.1976
12.7611	-5.7433	-0.8387	-27.1337	0.0869	0.0000	0.0434
23.0281	-12.3537	2.1264	-22.1103	0.0434	0.0000	0.0217
-19.5211	-0.9786	5.5593	12.8696	0.1304	0.1250	0.1277
0.4279	4.3091	-0.3202	-9.1224	0.2083	0.2432	0.2258
-8.4983	-2.0726	1.1750	-11.5749	0.1250	0.1000	0.1125
-1.6255	0.3865	0.0544	-10.9510	0.1667	0.1364	0.1515
0.2303	-6.6226	4.4141	2.6253	0.1667	0.2444	0.2056
-3.1088	-4.7599	-0.9334	-19.8230	0.0000	0.1250	0.0625
7.1582	-11.3704	2.0317	-14.7997	0.0000	0.0000	0.0000
-35.3910	0.0048	5.4645	20.1802	0.0000	0.0000	0.0000
-8.9262	-6.3818	1.4951	-2.4525	0.3514	0.2500	0.3007
-0.1977	-10.9317	4.7343	11.7478	0.1081	0.2444	0.1763
-3.5367	-9.0690	-0.6133	-10.7006	0.1351	0.2083	0.1717
6.7303	-15.6795	2.3519	-5.6772	0.1081	0.1724	0.1403
-35.8189	-4.3044	5.7847	29.3027	0.0000	0.0000	0.0000
8.7286	-4.5500	3.2392	14.2003	0.2000	0.1556	0.1778
5.3895	-2.6873	-2.1084	-8.2481	0.3000	0.3750	0.3375
15.6565	-9.2978	0.8567	-3.2247	0.3000	0.2414	0.2707
-26.8927	2.0774	4.2896	31.7552	0.0000	0.0000	0.0000
1.8557	-7.0091	4.3597	13.5764	0.1818	0.2889	0.2354
-1.4833	-5.1464	-0.9879	-8.8720	0.1818	0.2500	0.2159
8.7837	-11.7568	1.9773	-3.8486	0.1818	0.2069	0.1944
-33.7655	-0.3817	5.4101	31.1313	0.0454	0.0222	0.0227
-3.3390	1.8627	-5.3476	-22.4484	0.0666	0.1250	0.0958
6.9288	-4.7478	-2.3824	-17.4250	0.0444	0.1034	0.0739
-35.6213	6.6274	1.0504	17.5549	0.0888	0.0625	0.0756
-32.2822	4.7647	6.3980	40.0033	0.0000	0.0000	0.0000
-42.5492	11.3751	3.4328	34.9799	0.0000	0.0000	0.0000

ния (III) во многих случаях достаточно широкие. Обращает на себя внимание тот факт, что на диаграммах по биотитам, условия образования которых отличаются главным образом по давлению, получают хорошо различающиеся максимумы. Тем самым диаграммы показывают зависимость состава биотитов от давления. В породах с полиморфами Al_2SiO_5 давление существенно влияет на перераспределение Al в биотите из одной координации в другую. Поэтому среди выбранных при изучении биотитов перемен-

ных именно соотношение $Al_{IV} - Al_{VI}$ ответственно за различие групп биотитов, отличающихся по давлению.

В заключение отметим, что при использовании всех трех типов дискриминантных функций, т. е. по составам гранатов, биотитов и коэффициентам распределения, возможно достаточно точно определить фациальную принадлежность образцов, во всяком случае отнести их к одной из рассматриваемых групп.

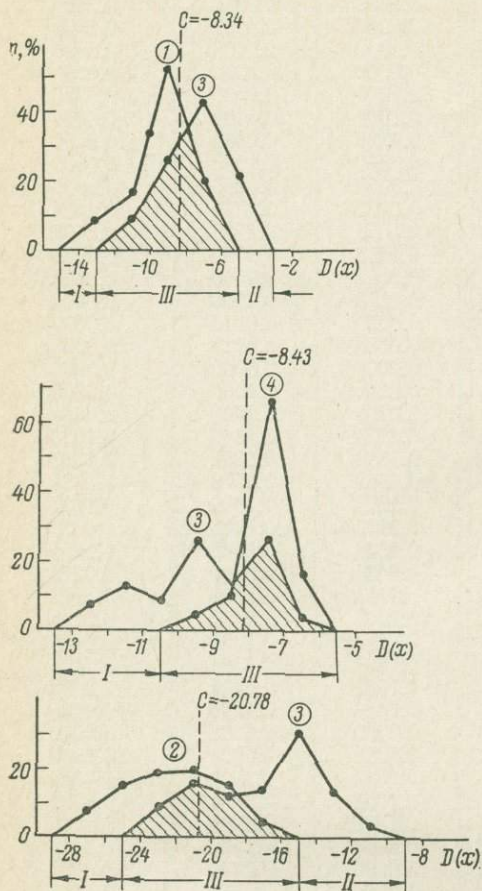


Рис. 44. Распределение значений $D(x)$ ($D(x) = b_1 Mn^{Gr} + b_2 Mg^{Gr} + b_3 Ca^{Gr}$) для гранатов из ассоциации гранат-биотит. Цифры в кружках — номера групп. I—III то же, что на рис. 42.

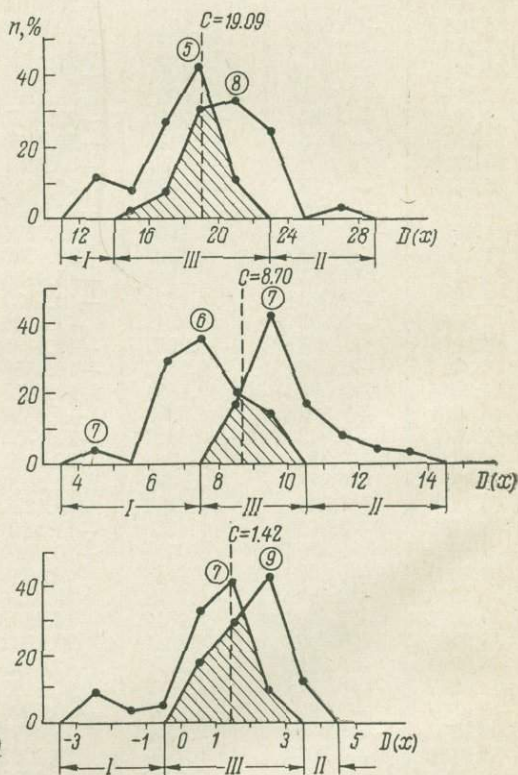


Рис. 45. Распределение значений $D(x)$ ($D(x) = b_1 Ti^{Bt} + b_2 Al_{IV}^{Bt} + b_3 Al_{VI}^{Bt} + b_4 Mg^{Bt}$) для биотитов из ассоциации гранат+биотит.

Обозначения те же, что на рис. 42.

Анализ гистограмм распределения значений дискриминантных функций, где в качестве признаков используются коэффициенты распределения, позволяет считать, что на них влияет не только температура, но и давление. Если сравнивать строго одноименные многоминеральные парагенезисы (например, гранат-биотит-силлиманитовые гнейсы из разных групп гранулитов), то область неопределенного решения на диаграммах резко сокращается.

Из таблицы средних содержаний катионов в гранатах и биотитах и средних значений коэффициентов распределения в гранат-биотитовых парах в разных группах следует, что \bar{K} и K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt} увеличиваются с повышением

давления, т. е. с повышением давления Mg перераспределяется из биотита в гранат. В гранулитах наблюдается закономерное повышение K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt} от 0.289 в гранулитах ладожского типа (группа 4) до 0.382 в лапландских гранулитах (группа 2) и изменение коэффициентов разделения \bar{K} — от 0.44 до 0.63. В гнейсах амфиболитовой фации K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt} увеличивается с ростом температуры от 0.168 в группе 6 через 0.212 и 0.214 в группах 7 и 8 до 0.240 в группе 5. Интересно, что при почти равных K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt} в группах 7 и 8 коэффициенты разделения у них разные — 0.38, 0.33 соответственно. Поскольку при равной температуре увеличение \bar{K} является признаком роста давления,

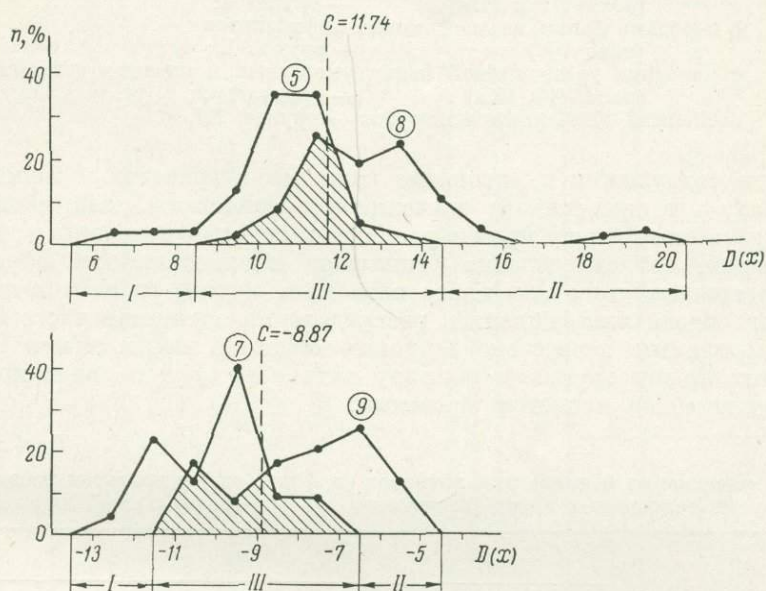


Рис. 46. Распределение значений $D(x)$ ($D(x) = b_1 \bar{K}^{Gr+Bt} + b_2 K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt} + b_3 K_{MgO}^{Gr-Bt} + b_4 K_{FeO}^{Gr-Bt}$) для ассоциации гранат—биотит.

Обозначения те же, что на рис. 42.

формирование минералов группы 8 происходило при более высоком давлении, чем в группе 7 (как это и показано на рис. 43). На основании соотношения этих коэффициентов то же можно сказать и об условиях образования групп 5 и 8: гранат-биотитовые пары группы 5 сформировались при более высокой температуре, но при меньшем давлении, чем группа 8.

Влияние давления на другие коэффициенты более сложное. В гранулитах K_{MgO}^{Gr-Bt} увеличивается одновременно с K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt} , т. е. с повышением давления. K_{FeO}^{Gr-Bt} в гранулитах также увеличивается с повышением давления, хотя и не так четко. В гнейсах же амфиболитовой фации K_{MgO}^{Gr-Bt} уменьшается, а K_{FeO}^{Gr-Bt} увеличивается с повышением давления. Это значит, что на распределение MgO и FeO влияет присутствие других окислов, что заставляет по-разному реагировать на изменение термодинамических условий MgO и FeO, так как, вероятно, другие окислы ведут себя по-разному при изменении давления в условиях разных температур и в разных ассоциациях.

Гранат—моноклиный пироксен

Ассоциация гранат—моноклиный пироксен характеризует метаморфизм умеренных и высоких давлений и кристаллизуется в широком температурном интервале от глаукофан-лавсонитовой и глаукофан-цеолитовой фаций до гранулитовой фации включительно. В нашем распоряжении, как уже указывалось ранее (гл. II), имеются данные о химическом составе сосуществующих гранатов и моноклиных пироксенов из четырех групп эклогитов и эклогитоподобных пород, ассоциирующих

- с глаукофановыми сланцами (с лавсонитом или без него)
(поля III и IIIa) — группа I;
- с породами фации альмандиновых амфиболитов
(поле VII) — группа II;
- с породами гранулитовой фации умеренных и высоких давлений
(поля IXб, IXв) — группа II-2;
- ксеролиты кимберлитовых трубок — группа III.

Средние содержания и дисперсии катионов в гранатах и моноклиных пироксенах, а также средние значения коэффициентов распределения некоторых элементов между ними в различных группах показаны в табл. 31—33. Очевидно, что определение фациальной принадлежности образцов на основе содержания того или иного катиона в составе граната и пироксена и даже на основе коэффициентов распределения элементов часто не может быть однозначным вследствие широких областей перекрытия. Различия между некоторыми группами по ряду катионов, судя по величине критерия Стьюдента, не является значимым.

Таблица 31

Средние содержания и дисперсии катионов (в форм. ед.) в гранатах из эклогитов и эклогитоподобных пород (ассоциация гранат—моноклиный пироксен)

Группа, подгруппа	n	Fe ²⁺		Mn		Ca	
		\bar{x}	\bar{s}	\bar{x}	\bar{s}	\bar{x}	\bar{s}
I	23	1.423	0.343	0.136	0.380	0.874	0.219
II-1	31	1.193	0.670	0.049	0.063	1.249	0.646
II-2	33	1.363	0.241	0.039	0.032	0.043	0.148
III	18	0.623	0.330	0.018	0.032	0.681	0.420

Разделение указанных групп по составам обоих минералов становится четким при сравнении их на основе p -мерных средних. В этом случае в качестве признаков для гранатов использовались содержания трех катионов — Fe²⁺, Mn²⁺ и Ca²⁺ (табл. 34), в пироксенах — Al_{IV}, Fe²⁺, Na¹⁺, а также коэффициент распределения алюминия между тетраэдрической и октаэдрической координациями ($K_{Al_{IV}}^{Cpx} - Al_{IV}$) (табл. 35).

Результаты проверок гипотез о равенстве p -мерных средних показывают, что нулевая гипотеза $H_0: \mu_1 = \mu_2$ с вероятностью $p = 95\%$ должна быть отвергнута во всех случаях, так как значение $T^2 \frac{n_1 + n_2 - p - 1}{(n_1 + n_2 - 2)p}$ для всех попарно сравниваемых групп выше табличного значения F при соответствующих степенях свободы. Последовательность возрастания значений обобщенного расстояния D^2 , которая приблизительно одинакова для гранатов и пироксенов (I—II-1, I—II-2, III—II-2), отражает влияние температуры на составы обоих минералов.

Разделение групп также отчетливо и в случае сравнения их по совокупностям коэффициентов распределения элементов между гранатами и пироксенами (табл. 36).

Средние содержания и дисперсии катионов (в форм. ед.) в моноклинных пироксенах из эклогитов и эклогитоподобных пород (ассоциация гранат—моноклинный пироксен)

Группа, подгруппа	n	Al _{IV}		Fe ³⁺		Fe ²⁺		K _{Al_{VI}-Al_{IV}}		Na	
		\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}
I	23	0.345	0.100	0.117	0.071	0.106	0.063	8.49	10.88	0.390	0.152
II-1	31	0.308	0.255	0.064	0.045	0.221	0.228	6.78	7.62	0.244	0.202
II-2	33	0.212	0.176	0.067	0.055	0.177	0.089	7.56	13.10	0.182	0.152
III	18	0.363	0.179	0.044	0.032	0.052	0.045	9.28	13.93	0.333	0.148

Таблица 33

Средние содержания и дисперсии коэффициентов распределения элементов (в форм. ед.) из эклогитов и эклогитоподобных пород (ассоциация гранат—моноклинный пироксен)

Группа, подгруппа	n	K _{Mg-Fe} ^{Gr-Cpx}		K _{MgO}		K _{FeO}		Na _{Cpx} / Mg _{Gr}		K _{Al}		K _{CaO}	
		\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}
I	23	0.077	0.063	0.487	0.230	8.680	4.440	1.317	0.956	4.303	0.666	1.278	1.344
II-1	31	0.147	0.200	0.476	0.192	5.190	3.510	0.592	0.522	11.829	14.583	2.180	1.927
II-2	33	0.183	0.105	0.902	1.184	5.100	3.120	0.245	0.257	8.391	5.088	1.490	1.878
III	18	0.207	0.130	1.199	0.321	8.650	5.970	0.291	0.212	5.933	5.017	2.746	1.888

Линейные дискриминантные функции для гранатов из ассоциации гранат—моноклиновый пироксен

Группа, подгруппа		n		$T^2 \frac{n_1 + n_2 - p - 1}{(n_1 + n_2 - 2) p}$	$Fp \frac{(n_1 + n_2 - 2)}{q = 0,05}$	Обобщенное расстояние		Коэффициенты дискриминантного уравнения			Порог дискриминанта C	Эмпирический риск распознавания		
1	2	1	2			D	D ²	Fe ²⁺	Mn	Ca		1	2	средне-взвешенный
I	II-1	23	31	4.27	2.39	1.005	1.010	-0.8618	-2.6161	1.4168	0.1092	0.2174	0.5806	0.3990
I	II-2	23	33	9.62	2.39	1.487	2.112	-4.0089	-6.8432	-4.6058	-9.7943	0.2174	0.1818	0.1996
I	III	23	18	44.00	2.65	3.712	13.778	-11.8362	-13.8044	-10.2794	-21.5214	0.0434	0.1667	0.1051
II-1	II-2	31	33	16.29	2.52	1.778	3.160	3.1471	4.2272	6.0227	9.9035	0.0606	0.2581	0.1594
II-1	III	31	18	48.11	2.57	3.638	13.237	-10.9744	-11.1883	-11.6962	-21.6306	0.0000	0.1111	0.0556
II-2	III	33	18	21.27	2.56	2.390	5.712	-7.8274	-6.9611	-5.6736	-11.7271	0.0909	0.1667	0.1288

Линейные дискриминантные функции для моноклиновых пироксенов из ассоциаций гранат—моноклиновый пироксен

Группа, подгруппа		n		$T^2 \frac{n_1 + n_2 - p - 1}{(n_1 + n_2 - 2) p}$	$Fp \frac{(n_1 + n_2 - 2)}{q = 0,05}$	Обобщенное расстояние		Коэффициенты дискриминантного уравнения					Порог дискриминанта C	Эмпирический риск распознавания		
1	2	1	2			D	D ²	Al _{IV}	Fe ³⁺	Fe ²⁺	K _{Al_{VI}-Al_{IV}}	Na		1	2	средне-взвешенный
I	II-1	23	31	6.26	2.39	1.603	2.570	6.9403	-18.1921	7.5967	-0.0155	-6.4671	-0.3091	0.1739	0.1613	0.1676
I	II-2	23	33	7.47	2.39	1.725	2.975	-1.8825	-15.9539	-4.5999	0.0760	-11.1250	-5.2135	0.2174	0.0909	0.1542
I	III	23	18	4.75	2.46	1.598	2.554	-0.6238	-24.5154	-7.1856	0.0213	-6.2412	-4.8282	0.1739	0.1111	0.1425
II-1	II-2	31	33	5.22	2.37	1.325	1.746	8.8228	-2.2382	12.1965	-0.0915	4.6579	4.9045	0.2121	0.2258	0.2189
II-1	III	31	18	4.87	2.42	1.528	2.335	-7.5641	-6.3233	-14.7823	0.0368	0.2259	-4.5191	0.2903	0.2222	0.2563
II-2	III	33	18	2.89	2.41	1.163	1.353	1.2586	-8.5615	-2.5857	-0.0547	4.8838	0.3854	0.1818	0.1667	0.1743

Линейные дискриминантные функции для ассоциаций гранат—моноклиный пироксен

Группа, подгруппа		n		$T^2 \frac{n_1 + n_2 - p - 1}{(n_1 + n_2 - 2)p}$	$Fp(n_1 + n_2 - 2),$ $q = 0.05$	Обобщенное расстояние		Коэффициенты дискриминантного уравнения				Порог дискриминанта C	Эмпирический риск распознавания		
1	2	1	2			D	D ²	K _{Mg-Fe} ^{Gr-Cpx}	K _{MgO} ^{Gr-Cpx}	K _{FeO} ^{Gr-Cpx}	K _{CaO} ^{Gr-Cpx}		1	2	средне- взвешенный
I	II-1	23	31	3.89	2.56	1.118	1.249	1.6563	-0.0695	-0.2419	1.5417	-0.0156	0.3478	0.2581	0.3030
I	II-2	23	33	4.57	2.57	1.208	1.461	1.1800	0.8101	-0.1474	-1.1402	-1.0743	0.2609	0.2121	0.2365
I	III	23	18	4.35	2.63	1.366	1.867	6.3447	1.0865	0.1393	-1.0088	2.2663	0.1304	0.1667	0.1486
II-1	II-2	31	33	7.45	2.52	1.400	1.960	0.4762	-0.8796	-0.0946	2.6819	1.0587	0.0303	0.4839	0.2571
II-1	III	31	18	9.79	2.57	1.897	3.598	4.6884	1.1561	0.3813	-2.5505	2.2820	0.1645	0.1667	0.1656
II-2	III	33	18	3.44	2.56	1.117	1.248	5.1646	0.2765	0.2867	0.1314	3.3407	0.1515	0.3333	0.2424

Таблица 37

Средние содержания и дисперсии признаков (в форм. ед.) для ассоциации гранат—клинопироксен

Группа	n	Гранат						Клинопироксен						Коэффициенты											
		Mn		Mg		Ca		Al ^{IV}		Al ^{VI} /Al ^{IV}		Na		Mg		K _{Mg-Fe} ^{Gr}		K _{MgO}		K _{FeO}		K _{CaO}		Na ^{Cpx} /Mg ^{Gr}	
		\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}
I	26	0.034	0.017	0.978	0.308	0.585	0.132	0.132	0.103	2.034	4.212	0.067	0.042	0.688	0.074	0.215	0.074	0.342	0.086	1.774	0.763	0.181	0.037	0.090	0.081
II	20	0.068	0.052	0.632	0.314	0.818	0.243	0.115	0.051	1.878	1.590	0.070	0.057	0.712	0.071	0.133	0.042	0.208	0.092	1.531	0.353	0.242	0.064	0.130	0.062
III	9	0.050	0.027	0.760	0.144	0.624	0.109	0.082	0.021	1.095	0.470	0.034	0.012	0.700	0.036	0.221	0.050	0.260	0.044	1.209	0.182	0.182	0.028	0.050	0.016
IV	16	0.048	0.036	0.916	0.365	0.728	0.182	0.199	0.080	3.028	1.893	0.148	0.048	0.652	0.066	0.188	0.032	0.366	0.129	1.945	0.597	0.218	0.052	0.166	0.059
V	19	0.029	0.006	0.810	0.208	0.728	0.124	0.429	0.031	13.735	16.701	0.380	0.035	0.468	0.072	0.072	0.018	0.378	0.063	5.532	1.439	0.298	0.063	0.539	0.131

Таким образом, исследование с помощью многомерного T^2 -критерия Готелинга показывает, что составы гранатов и моноклиновых пироксенов из четырех рассматриваемых групп существенно различаются между собой. Это дает основание считать, что линейные дискриминантные функции, которые рассчитаны на основе тех же признаков, могут служить достаточно достоверными критериями определения фациальной принадлежности пород, содержащих ассоциацию граната и моноклинового пироксена. Коэффициенты дискриминантных уравнений, толерантные пределы значений $D(x)$ и области принятия гипотез о принадлежности образцов к той или иной совокупности приведены в табл. 37—40. Для более достоверного определения принадлежности неизвестного образца к одной из четырех групп (и соответственно к тому или иному полю на P — T диаграмме) следует рекомендовать использование всех трех типов дискриминантных функций (по составам гранатов, пироксенов и коэффициентам распределения элементов), так как области неопределенного решения в некоторых случаях достаточно широкие.

Дискриминантный анализ был проведен также для групп гранат-клинопироксеновых пар, выделенных по региональному признаку (табл. 38). Сравнение этих групп с помощью T^2 -критерия Готелинга показало различие по составу гранатов групп I—II, II—V ($q=0.01$) и I—IV, I—V, II—III, II—IV, III—IV ($q=0.05$) (табл. 37, 41). Совокупности I—III, III—V, IV—V по составу гранатов одинаковы. Составы клинопироксенов различаются в группах, приведенных в табл. 39, в группах I—II, I—III, II—III значимого различия в составах пироксенов не наблюдается.

Четкое различие между группами устанавливается с помощью линейных дискриминантных функций, если в качестве признаков используются коэффициенты распределения K_{Mg-Fe}^{Gr-Cpx} , K_{MgO} , K_{FeO} , K_{CaO} и отношение Na^{Cpx}/Mg^{Gr} (табл. 40). В табл. 41 дана оценка вклада каждого из принятых признаков в дискриминантную функцию. Как видно из этой таблицы, разные совокупности различаются между собой по разным признакам. Группы I—III, близкие по температурам образования и разные по давлению, отличаются между собой главным образом по коэффициентам K_{Mg-Fe}^{Gr-Cpx} и K_{MgO} . Наиболее низкотемпературная группа V во всех совокупностях выделяется по отношению Na^{Cpx}/Mg^{Gr} . Действительно, эта величина очень чувствительна к изменениям температуры, что отмечалось нами и ранее (Другова, Прияткина, 1974). Уменьшение Na в клинопироксене и увеличение Mg в гранате с ростом температуры приводит к заметному уменьшению этого отношения.

Итак, линейный дискриминантный анализ составов сосуществующих минералов в парах гранат—биотит, ромбический пироксен—моноклиновый пироксен, моноклиновый пироксен—амфибол, гранат—амфибол, гранат—моноклиновый пироксен из различных по термодинамическим условиям групп пород показал, что в большинстве случаев наблюдается надежное разделение групп между собой по составам сосуществующих минералов. Это позволяет рекомендовать линейные дискриминантные функции в качестве одного из критериев определения термодинамических условий метаморфизма пород или критерия отнесения образцов к определенному полю на P — T диаграмме. При дискриминантном анализе по сравнению с одномерным анализом надежность определения фациальных условий повышается, так как линейные дискриминантные функции, использующие одновременно несколько признаков, обеспечивают минимальное рассеяние внутри групп и максимальное разделение между ними. Достоверность результатов повышается, если одновременно используется несколько дискриминантных функций, например по составам каждого из сосуществующих минералов, а также по совокупности коэффициентов распределения элементов между ними. Это связано с тем, что температура и давление неодинаково влияют

Линейные дискриминантные функции для граната

Группа		n		$T^2 \frac{n_1 + n_2 - p - 1}{(n_1 + n_2 - 2)p}$	$Fp(n_1 + n_2 - 2),$ $q = 0.05$	Обобщенное расстояние		Коэффициенты дискриминантного уравнения			Порог дискриминанта C	Эмпирический риск распознавания		
1	2	1	2			D	D ²	Mn	Mg	Ca		1	2	средне-взвешенный
I*	II	26	20	9.379	4.26*	1.6148	2.6076	24.7443	-0.7741	6.4658	5.1667	0.1154	0.4000	0.2577
I	IV	26	16	3.312	2.84	1.0276	1.0560	14.8993	2.3967	7.0228	7.4847	0.2692	0.2500	0.2596
I	V	26	19	2.991	2.83	0.9259	0.8572	-12.4696	-0.8498	4.5552	1.8402	0.2692	0.1579	0.2136
II	III	20	9	3.190	2.96	1.2903	1.6649	-16.6656	-2.2410	-8.5829	8.7285	0.5000	0.2222	0.3611
II	IV	20	16	2.926	2.88	1.0244	1.0494	-9.8450	3.1707	0.5562	2.3180	0.3000	0.3750	0.3375
II	V	20	19	4.892	4.38*	1.2619	1.5923	-37.2139	-0.0757	-1.9106	-3.3265	0.3500	0.0526	0.2013
III	IV	9	16	3.104	3.03	1.3306	1.7704	6.8206	5.4118	9.1398	11.0465	0.3333	0.3125	0.3229

Примечание. В группах, отмеченных звездочкой $q=0.01$.

Таблица 39

Линейные дискриминантные функции для клинопироксена

Группа		n		$T^2 \frac{n_1 + n_2 - p - 1}{(n_1 + n_2 - 2)p}$	$Fp(n_1 + n_2 - 2),$ $q = 0.01$	Обобщенное расстояние		Коэффициенты дискриминантного уравнения				Порог дискриминанта C	Эмпирический риск распознавания		
1	2	1	2			D	D ²	Al ^{VI}	Al ^{VI} /Al ^{IV}	Na	Mg		1	2	средне-взвешенный
I	IV	26	16	6.112	3.83	1.6335	2.6684	1.3362	-0.054	33.578	1.6644	4.8066	0.1923	0.1875	0.1899
I	V	26	19	100.289	3.80	6.2677	39.2846	10.3244	-0.0852	110.2337	-12.046	19.6792	0.0000	0.0526	0.0263
II	IV	20	16	5.4658	4.26	1.6425	2.6977	5.7405	-0.0551	26.1105	-4.0329	0.8512	0.1500	0.2500	0.2000
II	V	20	19	89.3985	3.89	6.3198	39.940	14.7287	-0.0863	102.7662	-18.1602	15.7239	0.0000	0.0526	0.0263
III	IV	9	16	6.836	4.26	2.3365	5.4594	7.7733	-0.0740	43.0325	3.6003	7.2902	0.0000	0.1250	0.0625
III	V	9	19	65.2235	4.11	6.9493	48.2924	16.7615	-0.1052	119.6881	-10.5270	22.1629	0.0000	0.0526	0.0263
IV	V	16	19	43.7347	3.80	4.7069	22.1554	8.9882	-0.0312	76.6556	-14.1273	14.8726	0.0625	0.0526	0.0575

Линейные дискриминантные функции для

Группа		n		$T^2 \frac{n_1 + n_2 - p - 1}{(n_1 + n_2 - 2)p}$	$Fp(n_1 + n_2 - 2),$ $q = 0.01$	Обобщенное расстояние		Коэффициенты	
1	2	1	2			D	D ²	$K_{\text{Mg-Fe}}^{\text{Gr-Cpx}}$	K_{MgO}
I	II	26	20	7.76	3.46	1.9429	3.7750	-28.3679	-4.1472
I	III	26	9	2.69	2.51*	1.5141	2.2926	18.0030	-19.9165
I	IV	26	16	4.06	3.51	1.5096	2.2789	-24.2132	18.2484
I	V	26	19	126.97	3.49	7.9854	63.7659	-28.6264	31.1288
II	III	20	9	59.45	3.79	7.4979	56.2192	142.0466	-4.5920
II	IV	20	16	112.24	3.61	8.4590	71.5540	99.8304	33.5729
II	V	20	19	304.73	3.58	13.2415	175.3374	95.4172	46.4534
III	IV	9	16	7.91	3.99	2.8836	8.3154	-42.2162	38.1649
III	V	9	19	87.07	3.79	9.1786	84.2463	-46.6294	51.0454
IV	V	16	19	73.16	3.49	6.9231	47.9294	-4.4132	12.8805

Примечание. В группах, отмеченных звездочкой, $q=0.05$.

на содержания различных катионов в одном минерале и однотипных катионов в различных минералах. Поэтому для различных дискриминантных функций, разделяющих две группы, области принятия определенной гипотезы (гипотезы об отнесении неизвестного образца к одной из двух предполагаемых групп) и области неопределенного решения не совпадают. Вследствие этого использование нескольких функций сужает области неопределенного решения.

Относительно широкие в ряде случаев области неопределенного решения связаны отчасти с тем, что не для всех образцов, использованных для расчетов уравнений линейных дискриминантных функций, было возможно четко определить $P-T$ условия. В дальнейшем необходимо провести более строгий отбор образцов, для которых надежно определены термодинамические условия образования.

Т а б л и ц а 41

Оценка значения признаков в дискриминантной функции

Группа	$K_{\text{Mg-Fe}}^{\text{Gr-Cpx}}$	K_{MgO}	K_{FeO}	K_{CaO}	$\text{Na}_{\text{Cpx}}/\text{Mg}_{\text{Gr}}$
I-II	0.616	0.147	0.039	0.251	0.061
I-III	0.047	0.712	0.047	0.0004	0.197
I-IV	0.287	0.192	0.024	0.175	0.362
I-V	0.064	0.018	0.337	0.029	0.553
II-III	0.222	0.004	0.030	0.113	0.013
II-IV	0.077	0.074	0.029	0.039	0.016
II-V	0.033	0.045	0.253	0.039	0.231
III-IV	0.168	0.486	0.011	0.047	0.309
III-V	0.082	0.071	0.303	0.022	0.521
IV-V	0.011	0.003	0.451	0.008	0.527

Полученные результаты носят предварительный характер, так как группы образцов, для которых был проведен дискриминантный анализ, характеризуют в ряде случаев достаточно широкие поля на $P-T$ диаграмме, охватывая несколько субфаций и даже фаций. Чтобы дискриминантные функции стали абсолютно надежным инструментом определения фациальной принадлежности образцов, необходимо проведение дискриминантного анализа для групп образцов, отвечающих одной субфации.

ассоциации гранат—моноклинный пироксен

дискриминантного уровня			Порог дискриминанта C	Эмпирический риск распознавания		
K_{FeO}	K_{CaO}	Na_{Cpx}/Mg_{Gr}		1	2	средневзвешенный
-0.6116	15.5583	-5.7377	-4.4313	0.1923	0.2000	0.1962
-0.1918	-0.0827	-11.2920	-3.1514	0.2692	0.0000	0.1346
-0.3189	10.7757	10.8442	4.5160	0.1923	0.3750	0.2837
5.7119	15.7465	78.5098	56.4077	0.0000	0.0000	0.0000
5.1651	106.2636	9.0444	28.1096	1.0000	0.0000	0.5000
5.0380	117.1220	31.1807	35.7770	1.0000	0.0000	0.5000
11.0689	122.0928	98.8463	87.6687	0.1500	0.0000	0.0750
-0.1271	10.8584	22.1362	7.6674	0.0000	0.0625	0.0312
5.9037	15.8291	89.8019	59.5591	0.0000	0.0000	0.0000
6.0308	4.9708	67.6657	51.8917	0.0000	0.0000	0.0000

Необходимо также отметить, что начальные процессы диафореза, о которых не всегда можно судить по составу граната и клинопироксена, хорошо фиксируются в кривых распределения значений дискриминантных функций.

Определение P — T параметров метаморфизма по данным изучения включений минералообразующих сред

Интенсивное изучение включений минералообразующей среды с 50-х годов XX века дает оригинальную информацию о P — T условиях формирования минералов, последующей его термодинамической истории, составе и агрегатном состоянии минералообразующих растворов (Ермаков, 1950). Особенно большой опыт накоплен по изучению включений гидротермальных образований. В отличие от них исследование включений в метаморфических породах, начатое лишь в последнее десятилетие, осложняется рядом методических трудностей и прежде всего — очень незначительными размерами самих включений. Теоретические и методические работы Н. П. Ермакова, В. А. Калюжного, Ю. А. Долгова, Л. Ш. Базарова, Э. Роддера и др., постоянное усовершенствование техники экспериментов подготовили ту базу, на основе которой стало возможным изучение включений минералообразующих сред в минералах магматических и метаморфических пород. Два достижения в области техники сыграли здесь решающую роль — появление высококачественных микроскопов (например, МБИ-6) с высокоразрешающей способностью, позволившей увидеть первичные включения в обычных метаморфических и магматических породах, и высокотемпературных камер с возможностью нагрева образцов до 1500°C . В результате этого были выделены и изучены включения расплавов, что дало возможность определить температуры кристаллизации ряда эффузивных и интрузивных пород (Ермаков, Долгов, 1970; Наумов, 1969; Бакуменко и др., 1967, и др.). При изучении включений метаморфических пород было выявлено широкое распространение в них чистой CO_2 , а также включений с N_2 и H_2 .

Методы исследования включений минералообразующих сред

Теоретические предпосылки

Включения минералообразующих растворов позволяют определить такие существенные параметры минералообразования, как температуру и давление, состав, агрегатное состояние и концентрацию растворов. В основе термобарометрических исследований по включениям лежит предположение, что минералообразующий раствор (газ, жидкость, расплав) захватывается минералом при кристаллизации как гомогенная фаза (или кристаллизация минерала в частном случае происходит при вскипании раствора).¹ При понижении T и соответственно P , так как включение является замкнутой системой, происходит гетерогенизация включения, т. е. выделе-

¹ Речь идет о первичных включениях, консервация которых проходила в момент минералообразования. Консервация вторичных включений происходит в условиях последующей истории минерала. Разработаны критерии отличия первичных и вторичных включений (Ермаков, 1972).

ние различных по агрегатному состоянию фаз из гомогенной среды: жидкости и газа, жидкости, газа, твердой фазы и т. д. Это имеет место вследствие того, что коэффициент объемного сжатия минерала меньше, чем жидкости; в вакуоли включения образуется вакуум, который и заполняется паром этой сжавшейся жидкости. Нагревая включение, гетерогенное при комнатной температуре, можно добиться его гомогенизации при определенной T ($T_{\text{гом}}$), измерение которой составляет суть метода гомогенизации. Основоположителем его является Г. К. Сорби (1826—1908 гг.). Теоретически и экспериментально установлено, что только в частном случае $T_{\text{гом}}$ равна T консервации включения ($T_{\text{конс}}$), а именно в случае консервации при кипении растворов. Во всех остальных случаях $T_{\text{гом}}$ ниже $T_{\text{конс}}$, что определяется превышением P в момент консервации над упругостью насыщенного пара. Это становится очевидным при рассмотрении P — T диаграммы для H_2O , которую можно принять как упрощенный вариант системы включений (Калужный, 1965).

Если включение было захвачено при T_1 и P_1 (точка C на рис. 47, а) на кривой двухфазового равновесия AK , то включение будет содержать либо жидкость, либо газ, либо обе фазы одновременно в разных количествах, параметры которых отвечают точке C с удельными объемами V , отличающимися от общего удельного объема системы. При нагревании таких включений P и T гомогенизации отвечает условиям их консервации, так как P в момент образования включения равно упругости насыщенного пара H_2O .

Если включение было законсервировано при T_2 и P_2 из жидкой фазы (точка B), то при охлаждении такого включения (как части этой системы с удельным объемом, равным общему удельному объему системы) P будет снижаться по изохоре до точки D , где произойдет гетерогенизация включения на линии двухфазового равновесия. Далее P и T будут изменяться

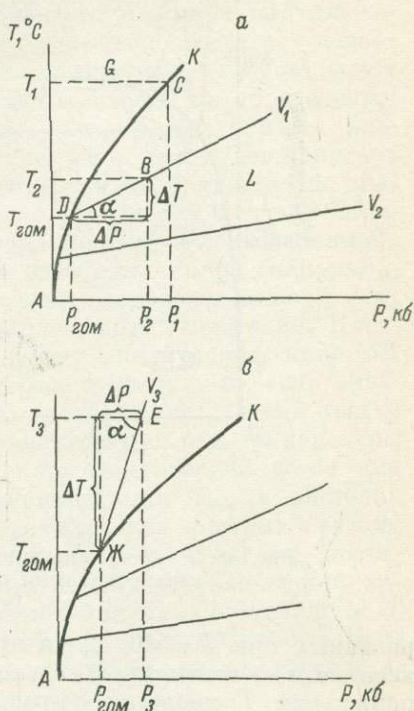


Рис. 47. Схема образования включений в гипотетической системе пар—жидкость.

Консервация включений: а — на линии двухфазового равновесия и в поле жидкой фазы; б — в поле газовой фазы.

по этой линии до комнатной T , причем одновременно меняется и количественное соотношение газовой и жидкой фаз (и соответственно V этих фаз), но всегда жидкой фазы по объему будет больше газовой. Нагревая включения, мы фиксируем $T_{\text{гом}}$ и $P_{\text{гом}}$, отвечающих началу изохоры (на ней находится в данном случае точка B , соответствующая истинным условиям его консервации). Положение ее зависит от превышения P (ΔP) в системе над упругостью насыщенного пара: $T_{\text{конс}} = T_{\text{гом}} + \Delta T = T_{\text{гом}} + \Delta P \operatorname{tg} \alpha$ (α — угол между изохорой и осью P). Небольшой угол наклона изохор в поле жидкой фазы обуславливает относительно небольшие поправки T на P (ΔT) в отличие от поправок P на T : $P = P_{\text{гом}} + \Delta P = P_{\text{гом}} + \Delta T \operatorname{ctg} \alpha$. Таким образом, включения, захваченные в поле жидкости (газово-жидкие), более пригодны для определения T , чем P .

Если рост кристалла происходит из газовой фазы, то состояние включения характеризуется изохорами поля этой фазы (например, $ЖЕ$ для точки E , рис. 47, б). В таких включениях при комнатных условиях больше газовой фазы, чем жидкости (жидко-газовые включения). Увеличение угла наклона изохор к оси P делает ΔT очень значительной, поэтому для опре-

деления $T_{\text{юнс}}$ данные включения не пригодны, они служат для оценки давления минералообразования. Это влияние P на $\Delta T = T_{\text{юнс}} - T_{\text{гом}}$ отчетливо видно на рис. 48, где показано поведение четырех включений, законсервированных при одной температуре (540° С).

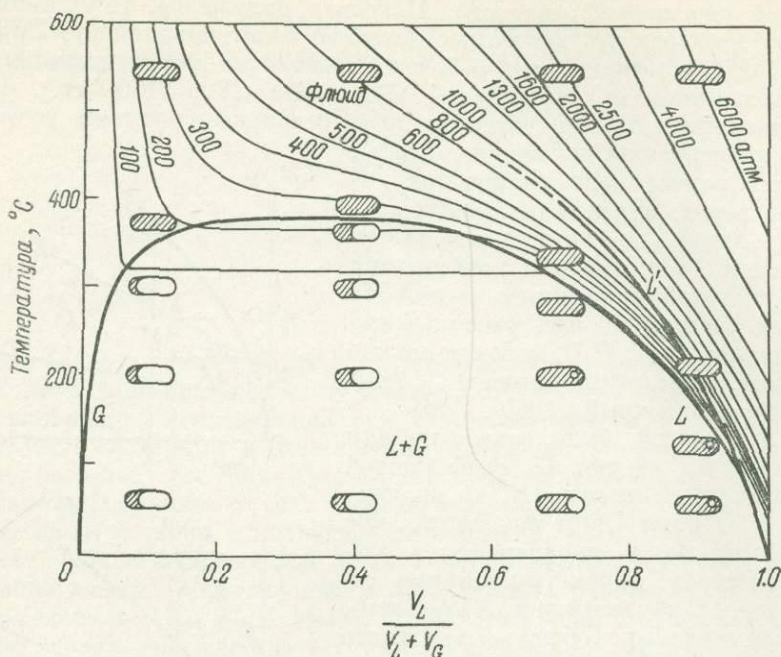


Рис. 48. P — T — G диаграмма H_2O с четырьмя включениями, законсервированными при одной температуре (540° С).

рованных при $T=540^\circ\text{C}$, но при разных давлениях (Реддер, 1970). В зависимости от величины P соотношение по объему газовой и жидкой фаз при понижении T меняется по-разному. Это выражается величиной наполнения (F) включения, причем $F = \frac{V_L}{V_G + V_L}$.

Определение температуры минералообразования методом гомогенизации

По размеру газового пузырька относительно жидкости уже можно оценить $T_{\text{гом}}$. Чем ниже наполнение, тем более высокими становятся $T_{\text{гом}}$; однако зависит она не только от P , но и от состава и концентрации растворов, что доказано рядом экспериментов (Клевцов, Леммлейн, 1959; Леммлейн, Клевцов, 1956; Хетчиков и др., 1968). Поэтому, чтобы снять влияние последних факторов, $T_{\text{гом}}$ определяется обычно не визуально, а путем нагревания включения в специальной термокамере с непосредственным наблюдением под микроскопом при достаточно большом увеличении, позволяющем четко различать границу фаз. $T_{\text{гом}}$ — это температура исчезновения всех фазовых границ во включении (жидкости, газа, кристаллов-узников, расплава). Тип гомогенизации определяет агрегатное состояние среды минералообразования. Тип гомогенизации газово-жидких включений зависит от наполнения при комнатной температуре. Если $F > 0.5$, то гомогенизация осуществляется в жидкость; если $F \approx 0.4-0.55$, то — в критическое состояние; при $F < 0.4-0.5$ — в газовую фазу (Ермаков, 1950). Во включениях с $CO_2 + H_2O$ наблюдается при нагревании последовательное исчезновение фазовых границ CO_2 жидкой и газообразной, затем H_2O и CO_2 газообразной, а во включениях с кристалликами солей — последовательное растворение их,

обратное времени выпадения; газовая фаза исчезает либо в начале нагревания, либо после исчезновения твердых фаз. В расплавных и кристаллоfluidных включениях появляются твердые фазы и растворяется газовая фаза.

Как следует из вышесказанного, чтобы приблизить $T_{\text{гом}}$ к $T_{\text{конс}}$ включения, которая совпадает для первичных включений с T минералообразования, надо знать $P_{\text{конс}}$. Тогда с помощью экспериментальной диаграммы $P-T-V$ для соответствующей системы или специальных диаграмм-поправок можно определить $T_{\text{конс}}$ (Леммлейн, Клевцов, 1959, 1961; Хетчиков и др., 1968). Очевидно, что для применения таких диаграмм необходимо знать состав и концентрацию минералообразующего раствора во включении, так как значения ΔT значительно меняются в зависимости от указанных факторов. По данным этих диаграмм, ΔT с повышением P на 1 кб растет на 70—100°. К сожалению, все экспериментальные работы по определению ΔT в зависимости от P минералообразования охватывают область низких T (до 400—500°) и P (до 2.5 кб). Поэтому не ясно, как будет меняться эта величина при значительном возрастании P . Судя по приведенным диаграммам $\Delta T/P$ для ряда систем, изобары имеют в экспериментально определенной области положительный наклон, возрастающий с повышением T . В то же время с повышением концентрации некоторых солей (например, NaCl) в растворе H_2O , что наиболее часто отвечает природным включениям, этот наклон уменьшается или становится отрицательным (Леммлейн, Клевцов, 1956), т. е. можно предполагать, что существенное возрастание ΔT в области высоких T отсутствует. Забегая вперед, отметим, что, если обратиться к $T_{\text{гом}}$, полученным по гомогенизации солевых включений (газ + жидкость + твердая фаза) в дистенах, то в ряде случаев эти температуры совпадают с теми, которые получаются по петрогенетической сетке для критических ассоциаций. Так, например, максимальная $T_{\text{гом}}$ в дистенах и кварцах пород Юго-Западного Памира, возникновение которых связано с метаморфизмом в условиях амфиболитовой фации (P до 8—9 кб), достигает 650—700°С. Поэтому максимальную $T_{\text{гом}}$ первичных включений кажется возможным принимать в первом приближении за T , близкие к T минералообразования, причем очевидна необходимость повторяемости близких значений T для разных включений, как и воспроизводимости результатов для каждого включения.

Определение давления минералообразования по включениям растворов

В настоящее время разработано довольно много методов определения P по включениям растворов. Наиболее полно сводка этих методов с критическими замечаниями приводится в работах В. А. Калужного (1965) и А. В. Пизнюра (1973а, 1973б). Большие заслуги в разработке новых методов определения P с помощью криометрии принадлежат группе Ю. А. Долгова (Долгов и др., 1968). Не останавливаясь детально на каждом из них, а только на тех, которые применялись нами, отметим, что главная трудность в определении $P_{\text{конс}}$ — это отсутствие точных соответствующих значений $T_{\text{конс}}$. Только для кипящих растворов $P_{\text{гом}}$ и $P_{\text{конс}}$ совпадают, причем в этом случае для включений, состав которых мало отличается от чистой H_2O , что в общем встречается довольно редко, можно пользоваться кривой двухфазового равновесия для H_2O . Если во включении присутствуют CO_2 , N_2 , H_2 и другие газы, давление в момент гомогенизации выше, чем во включении H_2O . Зная концентрацию этих газов, можно рассчитать общее $P_{\text{гом}}$. В принципе, определив состав фаз во включении, концентрацию, $T_{\text{гом}}$ и $T_{\text{конс}}$, можно рассчитать и $P_{\text{конс}}$, если включение рассматривать как определенную физико-химическую систему, изученную экспериментально (например, как систему H_2O , CO_2 , $H_2O + CO_2$, $H_2O + NaCl$, $H_2O + CO_2 + NaCl$). Определения P возможно производить по разным типам включений: 1) газовым и жидко-

газовым, 2) газовой-жидким двухфазным и 3) многофазным (с CO_2 и солевыми кристаллами).

В настоящей работе использовались три метода определения P : по включениям $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ в варианте В. С. Польшковского, включениям чистой CO_2 и включениям с NaCl . В основе первого метода, предложенного Р. Наккеном в 1921 г., усовершенствованного В. А. Калюжным и Л. И. Колтуном и видоизмененного В. С. Польшковским, лежит представление о разделении минералообразующего раствора на фазы, которые обогащены H_2O и CO_2 , и одновременном образовании соответствующих включений. Состояние этих включений в момент консервации определяется параметрами точки пересечения найденных изохор по $T_{\text{гом}}$ для включений H_2O и CO_2 на совмещенной $P-T$ диаграмме с добавлением P насыщенного пара H_2O , создаваемого тем количеством H_2O , которое находится во включениях CO_2 (Калюжный, 1965). Количество H_2O определяется размером присутствующих фаз под микроскопом и, с нашей точки зрения, вносит главную ошибку при определении P общего. В варианте метода В. С. Польшковского и др. (К методике определения . . . , 1963) не учитывается парциальное $P_{\text{H}_2\text{O}}$ во включении CO_2 при частичной гомогенизации вследствие незначительности этой величины (0.02—0.04 атм). Авторы показали, что T частичной гомогенизации CO_2 не зависит от количества H_2O во включении, а определяется P насыщенного пара CO_2 . Для определения давления выбираются два сингенетических включения: H_2O и CO_2 (возможно с небольшим содержанием H_2O). По $T_{\text{гом}}$ включения CO_2 (газ \rightleftharpoons жидкость) определяется ее плотность, по $T_{\text{гом}}$ включения H_2O находится изохора на $P-T-V$ диаграмме для H_2O . На совмещенной диаграмме для H_2O и CO_2 отыскивается точка пересечения изохор. Проектируя эту точку на оси P и T , можно определить их значения, отвечающие захвату этих включений. Ошибки метода зависят от точности замеров $T_{\text{гом}}$ и, по мнению авторов, составляют 8—10%. Несмотря на дискуссруемую в литературе спорность исходных положений (Наумов, Малинин, 1968) этого метода, кажется возможным применение его вследствие простоты для приближенной оценки P во включениях, когда H_2O полностью отсутствует во включениях CO_2 или не превышает несколько процентов, тем более что главная неопределенность результата, по нашему мнению, связанная с установлением сингенетичности включений CO_2 и H_2O , превосходит все ошибки по влиянию на плотность CO_2 растворенной в ней H_2O и свойственна всем вариантам методов, которые основаны на разделении гомогенного раствора на фазы, обогащенные H_2O и CO_2 .

Включения чистой CO_2 , довольно часто встречающиеся в минералах метаморфических пород (Долгов и др., 1967; Долгов, 1970; Touret, 1970, 1971), оказались удобными для определения P вследствие достаточно простой и обоснованной диагностики (методом криометрии) и относительно хорошей изученности системы CO_2 в области высоких P (до 7 кб) при низких T (до 400° С), а также высоких T (до 1000° С) при низких P (до 1.4 кб) (Вукалович, Алтунин, 1965). На основании этих данных были построены $T-P-V$ диаграммы для этой системы с экстраполяцией изохор в область высоких T и P (Смит, 1968; Долгов и др., 1967). Несколько отличается от них диаграмма Л. Л. Перчука (1973) и Л. Л. Перчука и И. К. Карпова (1975), которая показывает более низкие P для тех же T и V . Особенно существенны эти расхождения (1.5—0.7 кб) при $P \geq 4$ кб. В последнее время В. М. Шмонов и К. И. Шмулович (1974) произвели точные измерения мольных объемов CO_2 в интервале 400—700° С и 2000—8000 кб. Диаграмма, построенная по этим данным, близка к диаграмме Перчука—Карпова.

Очевидно, что, зная T и V включения, можно определить P по указанной диаграмме. V_{CO_2} включения определяется по среднему значению температур гомогенизации и гетерогенизации на кривой двухфазового равновесия $\text{CO}_2_{\text{пар}} - \text{CO}_2_{\text{жидкость}}$. Было показано, что в минералах метаморфических пород нередко при комнатной температуре включения CO_2 — однофазовые (Долгов и др., 1967). Вторая фаза появляется при различных,

часто отрицательных температурах, что свидетельствует о высокой плотности CO_2 во включениях. Судя по конкретным определениям, плотность CO_2 изменяется во включениях из одного и того же кристалла в значительных пределах; особенно существенны эти различия для разновозрастных групп включений. Как следует из диаграммы, для определения P необходимо отнести включения данной плотности к определенной температуре. Очевидно, что корреляция плотности и температуры большей частью затруднительна, поскольку установление сингенетичности включений CO_2 , по которым определяется V_{CO_2} , и солевых или водных газовой-жидких включений, служащих для определения T , в какой-то мере субъективно (приуроченность включений к одинаковым направлениям или зонам роста свойственна нередко разнотемпературным включениям и не может быть надежным доказательством сингенетичности). Эта же неопределенность сохраняется и при отнесении включений определенной плотности к T , установленной по критическим минеральным парагенезисам или палеотермометрам. Единственным критерием правильности такой корреляции является соответствие теоретически ожидаемых минеральных замещений при предполагаемом ходе изменения P и T и имеющихся фактически (см. стр. 160).

Метод определения P по включениям с твердыми фазами солей был предложен П. В. Клевцовым и Г. Г. Леммлейном (1959) и развит А. В. Пизнуром (1968). Было установлено, что в ряде включений с NaCl температура растворения галита (T_2) превышает температуру исчезновения газового пузырька (T_1). Экспериментально было показано, что это превышение ΔT зависит от P , которое развивается после растворения галита, причем с повышением концентрации растворов наклон изохор увеличивается. Зная T_1 и T_2 , а также процентное содержание и состав кристалликов соли, на соответствующей диаграмме можно определить P , которое будет ближе к $P_{\text{конс}}$, чем $P_{\text{гом}}$. На соответствующей диаграмме по T_1 выбирается изохора, точка пересечения ее с T полной гомогенизации и определяет P . В основе метода лежит положение, проверенное экспериментально, что концентрация и соответственно плотность раствора существенно не меняется за счет растворения кристаллов соли. Если же концентрация раствора будет повышаться, то изохора, начало которой определено по T исчезновения газового пузырька, искривится в сторону оси давлений (Ляхов, 1973). Определив размеры кристалла галита относительно общего объема включения после частичной гомогенизации, т. е. исчезновения газовой фазы, можно рассчитать изменение плотности раствора и его концентрации. Учет объема кристаллов соли в исследованных нами образцах практически не реален из-за незначительных размеров как самих включений, так и кристаллов соли и заключает большую ошибку. Вследствие этого кажется неразумным пользоваться методом Ю. В. Ляхова, ценным и остроумным для случаев крупных включений с такими кристаллами соли, которые можно достаточно точно измерить.

При наличии двух сингенетичных включений $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ и $\text{H}_2\text{O} + \text{галит}$ возможно использование двух совмещенных диаграмм $P - T - V$ для $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ или $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$, что справедливо в случае разделения первоначально гомогенного раствора на две фазы — водно-углекислую и водно-галлоидную.

Таким образом, для оценки P необходимо знание T консервации включений, определенной каким-либо иным способом — по петрогенетической сетке на основе моновариантных реакций, распределениям или группе включений, сингенетичных с теми, по которым оценивается давление.

Определение состава минералообразующих растворов по включениям

Определение компонентного состава включений является интересной задачей, которая до сих пор находится в стадии разработки и в смысле методики, и по количеству и систематичности накопленного материала. Кроме методических трудностей самих определений, интерпретация результатов

часто вызывает сомнения. Так, даже при наличии определений состава включений, в частности его газовой фазы, неясным остается, в какой же форме находились эти компоненты в момент образования включения, т. е. при более высоких T и P , чем во время определения. Даже при наличии теоретических расчетов по равновесиям газов возможных форм их существования при заданных условиях или определений при параметрах, отвечающих, по нашим представлениям, условиям минералообразования, всегда остается неуверенность в соответствии теоретической модели или эксперимента природным условиям. Кроме того, существует и проблема соответствия состава минералообразующего раствора и той среды, которая фиксирована во включении. По ряду экспериментов последняя нередко характеризует не состав раствора, а отработанную часть его (Бутузов и др., 1971), или концентрацию вещества во включениях ниже, чем в исходном растворе. Для расплавленных включений также получены оригинальные результаты — их состав изменчив и иногда не отвечает среднему составу расплава (Абрамов, Вольнец, 1973; Masayuki, Junkichi, 1970).

Несмотря на эти оговорки, состав включений если не в количественном отношении, то по крайней мере качественно дает информацию о среде минералообразования, что уже является достаточно ценным. Поэтому методы определения составов и концентрации растворов во включениях разрабатываются интенсивно в разных направлениях. Это и аналитические методы ультрамикрохимии для крупных включений (Калюжный, 1958; Маслова, 1961), методы водных вытяжек для валового состава растворов (Грушкин, Приходько, 1952; Roedder, 1963 и др.), анализ валового состава газов при извлечении их в вакуумных мельницах, определения состава газовой фазы индивидуальных включений методом селективного поглощения (Долгов, Шугурова, 1966). В последнее время все более широко применяются газовая хроматография (Элинсон, Александрова, 1971; Летников, Шкандрий, 1973), масс-спектрометрические определения (Братусь и др., 1968; Калюжный и др., 1973) и микрозондовый анализ (Цепин, Доломанова, 1973). Не останавливаясь на этих методах, отметим, что в ряде случаев по морфологическим признакам, точкам гомогенезации и криометрии можно оценить состав и концентрацию раствора во включении, диагностировать CO_2 и другие газы.

Методические приемы, которые применялись нами, были заимствованы из ряда работ (Мельников, 1965; Базаров, Моторина, 1970). По данным многих исследований, главная роль в растворах принадлежит хлоридам K и Na . Это ограничивает круг искусственных систем, с которыми сопоставляются системы включений. Обычно это такие системы, как $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$, $\text{KCl}-\text{H}_2\text{O}$, $\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{H}_2\text{O}$, $\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{H}_2\text{O}$, $\text{NaCl}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$. Концентрация солей в растворе включения при известном составе главной соли определяется по физико-химической диаграмме для подходящей системы по T начала замерзания, т. е. по T появления твердой фазы в гомогенном растворе (газ+жидкость). Эта температура устанавливается следующим образом. После замерзания, что фиксируется потемнением включения или искажением формы газового пузырька, медленным подъемом и остановками температуры добиваемся такого положения, когда одновременно сосуществуют раствор и кристаллик. Такая операция необходима ввиду склонности включений к переохлаждению и в связи с этим — способности их не замерзать до температуры, значительно более низкой, чем температура замерзания. Первое появление минимального количества жидкой фазы (просветление включения) отвечает эвтектической температуре ($T_{\text{эвт}}$). По ее величине определяется тип системы. Свойства твердой фазы, существующей при комнатных условиях, если раствор пересыщен солью, или вновь образующейся при понижении T (двупреломление, изотропность, увеличение объема кристалла при понижении T), помогают в определении состава системы. Так, если после замерзания газовой-жидкой включения при медленном подъеме T первая капля жидкости, под влиянием которой начинается

перекристаллизация кристалликов в более крупнозернистый агрегат (эвтектическая кристаллизация), появляется при $-(21-22)^{\circ}\text{C}$, то это скорее всего система $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$. Концентрация раствора определяется по T начального замерзания, т. е. по T равновесия последнего кристаллика, сохранившегося после повышения T , и раствора.

Применяемые установки

После предварительного детального микроскопического изучения морфологии включений, количественных соотношений фаз, их взаимного расположения, которое проводится в полированных пластинках или в спайных выколках, отбирались включения, подходящие для гомогенизации и криометрии.

Гомогенизация включений проводилась в термокамере конструкции Ю. А. Долгова и Л. Ш. Базарова (1965) или в модернизированной камере с платиновой пластинкой, изготовленной сотрудниками Ин-

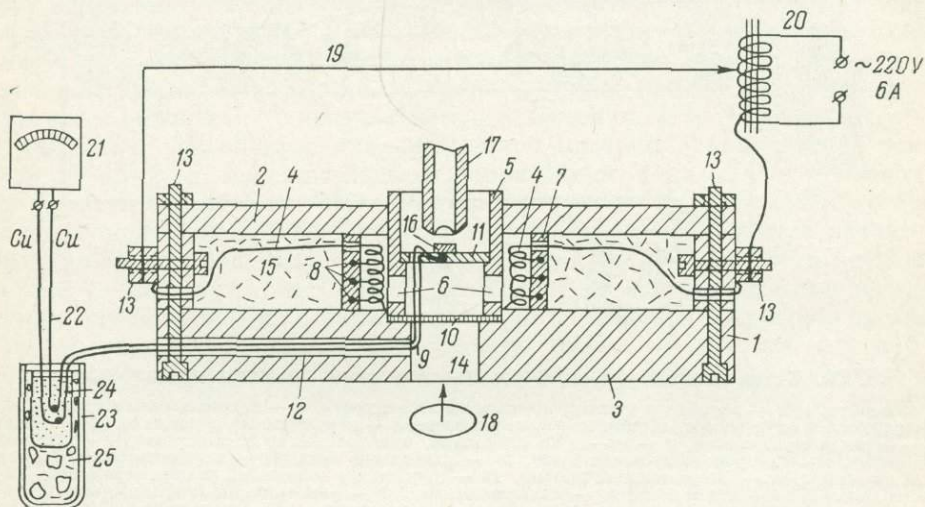


Рис. 49. Схема микротермокамеры со спиральным нагревателем.

1 — корпус, 2, 3 — верхняя и нижняя крышки из асбестоцемента, 4 — Pt-спираль ($\varnothing=0.5$ мм), 5 — керамический цилиндр, 6 — прорези в керамическом цилиндре, 7 — керамический стакан с Pt-крючками для навешивания Pt-нагревательной спирали, 8 — Pt-крючки, 9 — Pt-PtRh терморпара, 10 — нижнее кварцевое стекло, 11 — кварцевое стекло для размещения препарата, 12 — двухканальный фарфоровый капилляр, 13 — крепежные болты, 14 — отверстия для прохождения света, 15 — асбестовая засыпка, 16 — исследуемый препарат, 17 — объектив микроскопа, 18 — осветительная система микроскопа, 19 — Cu-провода сечением 6 мм², 20 — трансформатор РНШ-62, 21 — милливольтметр, 22 — Cu-монтажный провод, 23 — сосуд Дьюара, 24 — пробирка с холодными спаями — терморпары, 25 — лед и вода.

ститута земной коры ЛГУ Н. В. Котовым и Н. Н. Копейкиным. Схема камеры с корпусом из асбестоцемента приведена на рис. 49. Нагревательный элемент состоит из керамического цилиндра (5) с прорезями (6) для лучшего обогрева и керамического стакана (7), вставленных один в другой, с намотанной по наружной поверхности цилиндра в виде спирали платиновой проволокой диаметром 0.5 мм (4). Спираль подвешена на платиновых крючках (8). Для измерения температуры использована Pt-PtRh терморпара (9), на спай которой кладется исследуемый объект (16). Измерительным прибором служит милливольтметр (21). Нужный темп нагревания ($5^{\circ}/\text{мин.}$) обеспечивается с помощью трансформатора РНШ-62 (20); микротермокамера устанавливается на микроскопе МБИ-6 (17), с которого снимается предметный столик.

Перед началом работы необходимо отградуировать терморпару по известным точкам плавления чистых веществ, причем градуировка проводится

при тех же объективах, что и сами эксперименты по гомогенизации. Температуры плавления для используемых веществ следующие (в °C): нафталин — 80.01, металлический иод — 114, AgNO_3 — 210, NaNO_3 — 306, KNO_3 — 334, $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ — 398, KJ — 686, NaCl — 800, K_2SO_4 — 1069.

Кристаллик вещества кладется на кварцевое стекло (11) рядом со спаем термопары вместо препарата, накрывается предметным стеклом (чтобы при плавлении стекло играло роль грузика и под микроскопом было замечено оседание и плавление вещества) и нагревается до начала плавления, т. е. до того момента, когда кристалл находится в равновесии с расплавом. По точкам плавления строится рабочий график. Проверка градуировки термопары проводится один раз в месяц при постоянной работе, при пере-

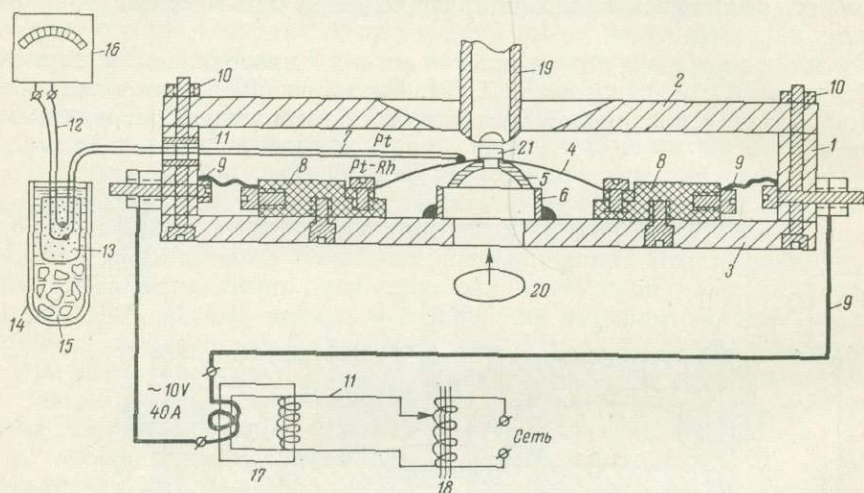


Рис. 50. Схема микротермокамеры с пластинчатым платиновым нагревателем.

1 — корпус, 2, 3 — верхняя и нижняя крышки из асбестоцента, 4 — нагревательная Pt-пластинка (0.1 × 3.0 × 4.0 мм) с отверстием для пропускания света, 5 — керамическая подставка Pt-пластинки, 6 — керамический стакан, 7 — Pt—PtRh термопара, приваренная к Pt-пластинке, 8 — латунный клеммник, 9 — Si-провода сечением 6 мм², 10 — крепежный болт, 11 — двухканальный фарфоровый капилляр, 12 — Si-монтажный провод, 13 — пробирка с холодными спаями термопары, 14 — сосуд Дьюара, 15 — лед и вода, 16 — милливольтметр, 17 — разделительный трансформатор, 18 — регулирующийся автотрансформатор, 19 — объектив микроскопа, 20 — осветительная система микроскопа, 21 — исследуемый препарат.

рывах в несколько дней проверяются точки плавления одного—двух веществ. При работе препарат с включениями кладется на спай термопары. После гомогенизации включения проводятся его гетерогенизация при падении T , эта последняя на 5—10° ниже $T_{\text{гом}}$. После гомогенизации включения проводится его гетерогенизация при падении T , эта последняя на 5—10° ниже $T_{\text{гом}}$. Точность измерения $T_{\text{гом}}$ составляет при работе на подобных камерах 1—2° С (Пизнюр, 1973а, 1973б).

При модернизации термокамеры, необходимой в связи с тем, что объективы при длительном нагревании до 1200° портились, а кварцевое стекло постепенно становилось мутным, платиновая спираль была заменена платиновой пластиной с отверстием для прохождения света (рис. 50). Этот пластинчатый платиновый нагреватель (4) болтом прикрепляется к латунному клеммнику (8), который с помощью медного провода (9) соединяется с электросетью. К платиновому нагревателю рядом с отверстием приваривается термопара Pt—PtRh (7). Препарат (21) кладется на отверстие так, чтобы он касался спая термопары. При нагревании платиновая пластинка прогибается, препарат выходит из фокуса объектива. Чтобы уменьшить этот прогиб, была сделана керамическая поддержка (5), которая опирается на керамический стакан (6). Нужный темп нагревания обеспечивается системой двух трансформаторов — регулирующего (17) и разделительного (18). Корпус и крышки (1—3), как и для первой камеры, сделаны из асбестоцента.

Подобная конструкция дает возможность более быстрого разогрева. Было проведено сравнение $T_{\text{гом}}$ фаз одного и того же включения в рассмотренных термокамерах. Разницы температур гомогенизации практически не получено, что заставляет отдать предпочтение последней термокамере, работа с которой обеспечивает хорошую сохранность объектов. Обычно при работе с включениями в метаморфических минералах приходится вследствие их малых размеров (≤ 0.001 мм) использовать окуляры $15\times$ или $20\times$, объективы $20\times$ или $40\times$. Многократная проверка влияния скорости нагревания включения на $T_{\text{гом}}$ показывает очень незначительные колебания ($5-10^\circ$), которыми можно пренебречь, если, конечно, при быстром нагреве включение сохраняет герметичность.

Криометрия включений, которая проводилась нами для определения состава и концентрации растворов, диагностики фаз включения, определения V_{CO_2} при их гетерогенизации в области отрицательных температур и т. д., осуществлялась с помощью установки конструкции Л. Ш. Базарова (1966), изготовленной Н. Н. Копейкиным. Установка состоит из криометрической камеры с медь-константановой термопарой, низкого потенциометра Р-309 постоянного тока и устройства регулирующего подачу жидкого азота. На объектив микроскопа для предохранения от запотевания одевается паралоновая губка, которая плотно прижимается при опускании объектива к крышке камеры. Потенциометр Р-309 — полуавтоматический с устройством для автономной поверки в комплексе с усилителем Ф-305.2 и переключателем направления тока Л-309 — позволяет фиксировать малейшие колебания температуры до 0.05°C . Поэтому очень ответственной является градуировка термопары по температуре начала замерзания чистых веществ — дистиллированной H_2O (0°C), ртути (-38.87°), ацетона (-95°) и спирта (-117°). Капельки указанных веществ заключались между покровными стеклами, препарат помещался в криокамеру рядом со спаем термопары, охлаждался жидким азотом с параллельным наблюдением под микроскопом. Температура начала замерзания устанавливалась так, как было описано выше, — по равновесию (т. е. отсутствию реакции) кристаллика льда или другого вещества с жидкой фазой. Опыты проводились по 2—3 раза для каждого препарата, и затем строился градуировочный график. В процессе работы периодически проводилась подстройка потенциометра. Исследуемая пластинка помещалась в камеру. Выбирались максимально возможные по величине включения. Качество оптики микроскопа имеет здесь огромное значение, так как установление момента замерзания и оттаивания фаз включений в породообразующих минералах довольно затруднительно из-за их незначительных размеров. Опыт работы с разными микроскопами показывает, что наиболее удобными являются немецкие микроскопы типа Ergaval, причем только объективы $40\times$ при окулярах $16\times$ обеспечивают необходимое увеличение для включений в метаморфических минералах.

Результаты и их обсуждение

Обратимся к результатам изучения включений в минералах метаморфических пород трех объектов: Цаган-Олуевского кристаллического массива (Восточное Забайкалье) и музкольского метаморфического комплекса (Центральный Памир), представляющих примеры проявления метаморфической зональности, а также докембрийских образований Юго-Западного Памира, характеризующегося длительной и сложной историей развития в течение пяти тектоно-метаморфических циклов.

Цаган-Олуевский кристаллический массив

Геологическая обстановка и метаморфизм. Исследованиями С. М. Сеницы (1963, 1965, 1970) было установлено, что массив цаган-олуевских гранитов является выступом кристаллического фундамента и перекрывается конгло-

мератовой толщей ниже-среднеюрского возраста, а не прорывает эту толщу, как считалось ранее. Породы массива и перекрывающей его толщи в постниже-среднеюрское, но домеловое время совместно деформированы и метаморфизованы, причем степень метаморфизма убывает от центра массива к периферии. Метаморфический ореол отвечает термальной антиклинали, в общем конформной, со складчатой куполовидной структурой.

Проведенные нами летом 1970 г. совместно с Ю. В. Миллером и Г. В. Давыдовым полевые работы в районе пос. Цаган-Олуй и пос. Кондуй в целом подтвердили представления С. М. Синицы. Исследования показали, что проявление метаморфизма подобного типа вообще типично для мезозойского этапа развития многих районов Монголо-Охотского пояса в Восточном Забайкалье (Миллер и др., 1973). В пределах домезозойского фундамента нами (Галибин и др., 1973) выделяются (от древних к молодым) следующие образования: амфибол-плагиоклазовые сланцы и плагиогнейсы, кварциты, глиноземистые гнейсы, мраморы, сохраняющиеся в виде небольших блоков и участков среди гранитоидов (толща А); 2) собственно цаган-олуевские гранитоиды — биотит-амфибол-плагиоклазовые, реже биотитовые, превращенные в гнейсы с гранобластовыми структурами, с серией жил биотитовых гранитов, аплитов и пегматитов; 3) глиноземистые гнейсы, гранат-мусковитовые кварциты, метаконгломераты (толща Б); 4) эке-булакские граниты; 5) южные граниты.

Юрские отложения и породы фундамента прорваны домеловыми кондуевскими гранитами, которые образуют массив площадью около 200 км² в восточной части района, а также серию небольших тел и даек. В зонах контакта и ксенолитах юрские осадки превращены в роговики и мелкопорфиробластические породы. Мелкозернистые краевые фации, гипидиоморфные структуры, особенно отчетливо проявленные в дайках, идиоморфизм плагиоклазов свидетельствуют о гипабиссальности кондуевских гранитов. В отличие от них гранитоиды фундамента в результате метаморфизма утратили свои первичные структуры и текстуры и по существу являются метаморфическими породами. Ассоциации, возникающие при метаморфизме в породах фундамента и мезозойских осадочных породах, приведены в табл. 42.

Степень метаморфизма изменяется от биотитовой субфации фации зеленых сланцев (Галибин и др., 1973, рис. 1), проявленной в юрских отложениях (зона I) через эпидот-амфиболитовую фацию, фиксируемую в эке-булакских и южных гранитах (зона II), низкотемпературную амфиболитовую фацию (зона III), выделяемую в южной части массива эке-булакских гранитов, толще Б и юрских отложениях, и до высокотемпературной амфиболитовой фации зоны (IV) ультраметаморфизма, известной в собственно цаган-олуевских гранитах и примыкающих к ним с севера юрских отложениях. Метаморфическая зональность андалузит-силлиманитового типа характерна для Усть-Ононского купола Монголо-Охотского пояса (Миллер и др., 1973), подобного рассматриваемому. Температурный интервал ее проявления оценивается в 450—700° при $P=2.5-3$ кб. Температуры метаморфизма для выделенных зон Цаган-Олуевского массива, предполагаемые по ассоциациям, приведены в табл. 42. Эти различия в температурных условиях каждой зоны подтверждаются данными по составу полевых шпатов (Галибин и др., 1973). Так, в калиевых полевых шпатах с повышением степени метаморфизма намечается тенденция увеличения содержания Ва и Sr, в плагиоклазах — Ca и Sr. Возрастают также и значения K_D для Sr, Ва и Sr/Ca в паре калиевый полевой шпат—плагиоклаз. В то же время отсутствуют значимые различия в температурах, определенных по двуполевошпатовому термометру (Bart, 1951; Perchuk, Ryabchikov, 1968; Перчук, 1973): для всех зон это температуры порядка 500° С (табл. 43). Такое нивелирование, казалось бы, можно объяснить влиянием давления, но, судя по экспериментам Х. Сека (Seck, 1971), повышение P_{H_2O} на 1 кб занижает T всего на 12—15° С. По непосредственным замерам P во включениях с CO₂ и NaCl (табл. 45) его вариации не превышали 1 кб от зоны I к зоне IV. По-

Минеральные парагенезисы пород Цаган-Олуевского кристаллического массива и условия метаморфизма

Исходные породы	Ассоциации метаморфизма	Фация метаморфизма, зона	T°, C по минеральным ассоциациям	Максимальная $T_{гом}$ включений	P по включениям, атм.
Цаган-Олуевские граниты (реликтовых минералов не сохранилось)	$Bt + Am + Or + Qu + Pl_{20-25},$ $Bt + Or + Qu + Pl_{20-25},$ $Am + Pl_{20-25} \pm Or$	Амфиболитовая фация с проявлением ультраметаморфизма, зона IV	$> 600-750$	625—675 (до 850—900 в расплавленных включениях)	2000—2200
Толща А	$Bt + Am + Pl_{25-30} + Qu,$ $Bt + Pl_{20-25} + Qu,$ $Bt + Pl_{23-28} + Gr + Qu \pm Sil,$ $Gr + Am + Pl \pm Qu$				
Юрские конгломераты, песчаники, гравеллиты	$Bt + Qu + Pl_{17-27} + Or + Sil,$ $Bt + Qu + Pl_{20-25} + Am + Or,$ $Bt + Pl_{20-25} + Qu + Gr \pm Mu_2$	Амфиболитовая фация иногда с проявлением ультраметаморфизма, зоны IV и III	$550-650$	600—650	
Эке-булакские граниты—граносиениты, первичный парагенезис: $Am + Bt + Pl_{25-30} + Or + Qu$	$Bt + Mu_2 + Pl_{25-28} \pm (Or),$ $Bt + Mu_2 + Pl_{20-27} + Gr + Qu$	Амфиболитовая фация до зоны ультраметаморфизма, зона III			
Толща Б	$Gr + Mu_2 + Qu + Pl_{20-25},$ $Bt + Qu + Pl_{18-20} + Mu_2 \pm Sil$				
Эке-булакские граниты—граносиениты	$Bt + Mu_1 + Pl_{15-18} + Qu + (Or)$	Эпидот-амфиболитовая фация, зона II	$450-550$	450—500	
Южные граниты, первичный парагенезис: $Bt + Or + Pl_{25} + Qu$	$Bt + Pl_{18-15} + Qu + (Or) + Mu_1$				
Юрские песчаники, конгломераты с реликтами псаммитовых текстур	$Bt + Qu + Pl_{10-18} \pm Gr$				
Юрские песчаники, конгломераты, гравеллиты с повсеместно сохранившимися псаммитовыми структурами	$Bt \pm Chl + Qu + Pl_{5-12},$ $Bt + Mu_1 + Qu + Pl_{5-10}$	Зеленосланцевая фация, зона I	$350-450$	350—400	1600
Кондуевские граниты	Не метаморфизованы	Интрузия	> 700	850—900	900

Примечание. Mu_1 — мусковит мелкозернистый, Mu_2 — мусковит крупнозернистый. В скобки заключены возможно неравновесные в данной ассоциации реликтовые минералы.

Средние содержания элементов в полевых шпатах, их коэффициенты распределения (K) и температуры по двухполюшпатовому термометру ($T^{KFsp-P1}$)

Группа	n	KFsp, г/т		P1		$K_{Sr}^{KFsp-P1}$	$K_{Ba}^{KFsp-P1}$	$K_{Sr/Ca}^{KFsp-P1}$	$T_{cp}^{KFsp-P1}$
		Ba	Sr	Ca, %	Sr, г/т				
II	6	1091	345	2.11	600	0.72	1.55	3.62	555 (527)
III	11	2512	407	3.10	892	0.47	4.45	3.88	507 (485)
IV	6	2933	1217	3.04	1420	0.83	11.30	6.2	513 (484)
V	5	3060	640	3.44	720	0.89	10.90	9.0	544 (509)

Примечание. II—IV — зоны метаморфизма; в зону II включены эке-булакские и южные граниты; III — эке-булакские граниты, мезозойские отложения, толща Б; IV — цаган-олуевские граниты; V — кондуевские граниты. $T_{cp}^{KFsp-P1}$ — средние температуры по двухполюшпатовому термометру: за скобкой — по Баргу, в скобках — по Перчуку-Рябчикову.

видимому, полученные температуры ($\sim 500^\circ$) соответствуют оптимальным условиям перераспределения щелочей между полевошпатовыми фазами, причем только в зоне II эти условия отвечают предполагаемой температуре метаморфизма, для всех остальных зон они явно ниже ожидаемых (табл. 42). Характерно, что Δ_p калиевых полевых шпатов из пород зон II—IV составляет 0.1—0.4, т. е. это ортоклазы и промежуточные ортоклазы. При этом не обнаруживается закономерных изменений данной величины от зоны к зоне только в кондуевских гранитах ($\Delta_p=0.0-0.2$),¹ что связано с их относительно быстрой кристаллизацией в гипабиссальных условиях и отсутствием существенных постмагматических преобразований. Плагноклазы пород всех зон относятся к упорядоченным формам; индекс порядка (Slemmons, 1962),

Таблица 44

Результаты определения температур гомогенизации включений минералообразующих сред

Интервал $T_{гом}$, °C	Количество включений (1) и тип гомогенизации (2)					
	кондуевские граниты		цаган-олуевские граниты (зона IV)		нижне-среднеюрские отложения (зона I)	
	1	2	1	2	1	2
150—200	8	ж	2	ж		
200—250	67	ж	12	ж	9	ж
250—300	19	ж	4	ж	2	ж
300—350	16	ж	3	ж	7	ж
350—400	10	ж	4	г—ж	4	ж
400—450	4	ж	2	ж		
450—500	—		1	ж		
500—550	2	ж	1	ж		
550—600	4	ж	—			
600—650	—		2	ж		
650—700	4		1	ж		
700—750	1	рас	—			
800—850			1	рас		
850—900	3	рас	5	рас		
	138		38		22	

Примечание. Здесь и в табл. 45: ж — гомогенизация в жидкую фазу, г — в газовую, г—ж — в критическое состояние, рас — в расплав.

¹ Δ_p — рентгеновская триклинность, определенная по диффрактограммам в области пиков (131—131) (Седова, Котов, 1969).

определенный по 2θ (131)— 2θ (131) и номеру плагиоклаза, ≥ 70 . Следует отметить, что кристаллизация полевых шпатов гранитоидов фундамента первоначально происходила при значительно более высоких температурах, чем те, которые существовали по крайней мере в зонах II и III во время метаморфизма. Будучи склонными к метастабильности, полевые шпаты, особенно калиевые, могли сохранять свое первоначальное структурное состояние, тогда как перераспределение элементов между ними происходило интенсивно во время метаморфизма и на регрессивных этапах.

Таблица 45

Определение давления по включениям с CO_2 и NaCl

Порода	Включения $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$				Включения с NaCl			
	количество включений	$T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$		P_1 , кб	количество включений	$T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$		P_2 , кб
		частичная	полная			частичная	полная	
Граниты:								
кондуевские								
цаган-олуевские	3	20	460—470	2.0	2	220—240	320	0.9
зоны IV						390	640	2.2
Средне-нижнеюрские отложения зоны I	2	22.5	350	1.600				

Примечание. P_1 определено по рис. 1, 2 из работы «К методике определений...» (1963), P_2 — по рис. 17 из работы А. В. Пизнюра (1973)

P — T параметры метаморфизма по данным изучения включений минералообразующих сред. Для оценки температур и давлений метаморфических преобразований включения минералообразующих растворов в кварцах изучались в 25 пластинках пород. Определение температур проводилось для гальки кварца в конгломератах средне-нижнеюрского возраста, метаморфизованных в зеленосланцевой фации (зона I, табл. 44), собственно цаган-олуевских гранитов, преобразованных в амфиболитовой фации (зона IV), и кондуевских интрузивных постметаморфических гранитов.

Преимущественным развитием во всех разновидностях пород пользуются газовой-жидкие двухфазовые включения диаметром 0.001 мм с преобладанием жидкости над газом при комнатной температуре. Они расположены цепочками по залеченным трещинкам, что позволяет отнести их ко вторичным образованиям. Их гомогенизация происходит, как правило, в жидкость, редко в газ (при возрастании доли газа по сравнению с жидкостью, см. табл. 44). Интервал температур гомогенизации 200—400° (рис. 51). Двухфазовые включения, дающие температуру $\geq 500^\circ$, редки и располагаются группами по 2—3 штуки, преимущественно в центре кристаллов, и не приурочены ко вторичным трещинкам. Их гомогенизация осуществляется в жидкость или расплав для кондуевских гранитов. Газово-жидкие включения с CO_2 наблюдаются значительно реже, они приурочены к трещинкам в зернах кварца, не прослеживаемым в соседних кристаллах, и, как правило, сингенетичны с группой водных газово-жидких включений, гомогенизирующихся при температуре 350—400°. Достаточно редки включения в кристаллах соли, особенно те, где растворение соли происходит после растворения газовой фазы.

Оценивая полученные результаты и сопоставляя их с общепринятыми представлениями об условиях возникновения рассматриваемых парагенезисов, мы допускаем, что для данных пород температуры гомогенизации наиболее высокотемпературных включений близки к температурам минералообразования. Таким образом, максимальные температуры (350—400°), полученные для зоны I, скорее всего отвечают минимально возможным температурам кульминации метаморфизма фации зеленых сланцев (биотитовая

субфация), все остальные — более низкие — регрессивным этапам, с которыми связано в ряде случаев формирование кварцевых жил, перекристаллизация кварца в конгломератах.

Давление периода кульминации метаморфизма, определенное по включениям $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ (Takenouchi, Kennedy, 1964), около 1.6 кб (табл. 45). Возникновение ассоциации амфиболитовой фации (зона IV) происходило при температуре не ниже $650-700^\circ$, $T_{\text{гом}}$ для расплавных включений более высокие ($850-900^\circ$).² Именно в таких условиях, вероятно, происходило плавление цаган-олуевского фундамента и образование мигматитов. Сухость

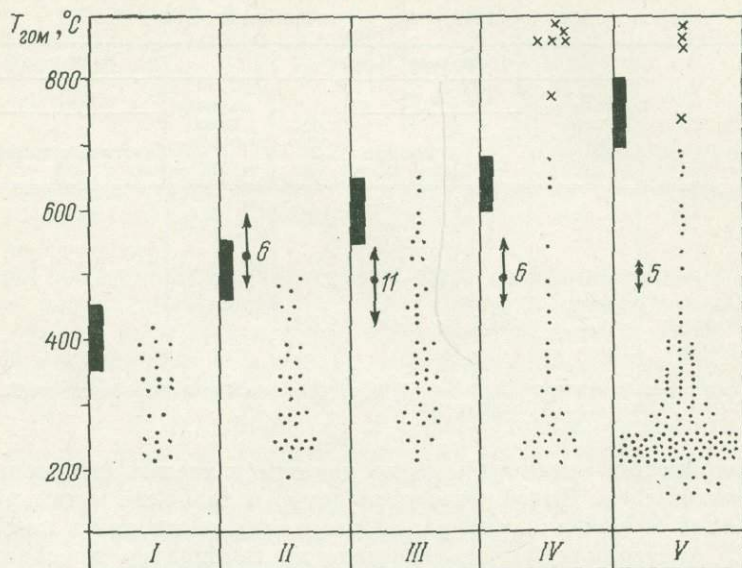


Рис. 51. $T_{\text{гом}}$ включений в кварце пород разных зон метаморфизма для Цаган-Олуевского массива.

Точки — включения H_2O , $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$ и $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$, крестики — расплавленные включения. I—IV — метаморфические зоны, соответствующие фациям зеленых сланцев, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой низкотемпературной и высокотемпературной (с проявлением ультраметаморфизма); V — кондуевские граниты. Темные прямоугольники — предполагаемые по парагенетическим ассоциациям интервалы T метаморфизма, стрелки — интервалы T по двуполовштановому термометру, точка на них — среднее значение T , цифра сбоку — количество определений.

пород этого фундамента и неравномерное распределение здесь метаморфогенных растворов, образующихся при прогрессивном метаморфизме юрских конгломератов, возможно, затрудняли процессы плавления, а присутствие CO_2 , фиксируемого по наличию его в газовой-жидких включениях, повышало температуру плавления пород (Wyllie, Tuttle, 1959). Полученные максимальные значения давления при метаморфизме в зоне амфиболитовой фации определяются примерно в 2—2.2 кб (табл. 45). Более низкие температуры рассматриваются как проявление регрессивных этапов. Ранее Н. С. Вартанова и З. В. Щербакова (1964, 1971) для цаган-олуевских гранитов получили температуру гомогенизации в $340-360^\circ$ и давление от 1500 до 900 атм. Эти температуры авторы трактуют как температуры мирмецитизации.

Для кондуевских гранитов интервал температур — $900-150^\circ$; к собственно магматическому этапу относятся температуры $850-900^\circ$, остальные отражают более поздние процессы. Давление, определенное по разнице температур растворения кристалла NaCl и газового пузыря, оцениваемое в 900 атм (табл. 45), видимо, характеризует также начало регрессивного

² Возможные причины завышения температур, получаемых по расплавным включениям, обсуждаются ниже.

этапа. Судя по температуре замерзания газовой-жидких включений ($-7-10^\circ$) и появлению в них иногда кристалликов NaCl, можно полагать, что минералообразующие растворы были сильно минерализованными, причем концентрация в них соли варьировала от 10 до 21 вес. % и выше (Roedder, 1962). Из табл. 43 также видно, что во всех исследованных породах максимальное количество включений относится к интервалу $200-300^\circ$, т. е. регрессивный этап был достаточно хорошо проявлен во всех изученных образцах, независимо от степени раннего метаморфизма. Между тем минеральные преобразования, такие как хлоритизация и серицитизация, соответствующие этим условиям, проявлены очень слабо.

Выводы

В Цаган-Олуевском массиве метагранитоидов и перекрывающей толще средне-нижнеюрских конгломератов установлено четыре зоны мезозойского метаморфизма, условия $P-T$ которых изменяются от фации зеленых сланцев (биотитовая субфация) для зоны I до амфиболитовой фации с проявлением ультраметаморфизма в зоне IV. В калиевых полевых шпатах с повышением степени метаморфизма значимо возрастает содержание Sr, Ba, а в плагиоклазах Ca. Средние значения $K_{Sr}^{KFsp-P1}$ и $K_{Ba}^{KFsp-P1}$, $K_{Sr/Ca}^{KFsp-P1}$ обычно увеличиваются от зоны I к зоне IV.

По включениям минералообразующих растворов в кварцах выявлено, что от зоны I к зоне IV температура прогрессивного этапа метаморфизма увеличивалась от 400 до 700° и до $850-900^\circ$ в процессе ультраметаморфизма, давление флюидной фазы — от 1.6 до 2.2 кб. Регрессивный этап метаморфизма ($200-500^\circ$) отчетливо проявлен во всех зонах.

Разброс K_D в пределах зоны метаморфизма связывается именно с перераспределением элементов на регрессивных этапах, что подтверждается также отсутствием различий в температурах, определенных по двуполюсовым шпатовому термометру, между разными зонами метаморфизма и обилием низкотемпературных ($200-500^\circ$) вторичных газовой-жидких включений в минералах.

Музкольский метаморфический комплекс Центрального Памира³

Геологическая обстановка и режим метаморфизма по данным изучения минеральных ассоциаций. Музкольский метаморфический комплекс, приуроченный к восточной части Альпийской складчатой зоны Центрального Памира, сформировался за счет терригенных и карбонатных пород позднепалеозойского и мезозойского возраста в результате метаморфических преобразований в течение орогенеза альпийского тектонического цикла — палеоген—начало неогена (Дюфур и др., 1970). Для комплекса характерно зональное строение, причем метаморфическая зональность наложена на складчатые структуры толщи. Метаморфические изограды в плане вырисовывают простую термальную антиклиналь, в которой выделяются два купола — западный и восточный.

На основании изучения соотношений минералов устанавливаются равновесные ассоциации, которые закономерно сменяют друг друга в пространстве и могут быть отнесены к четырем зонам. Так, для высокоглино-

³ При написании настоящего раздела использованы, кроме литературных опубликованных материалов, шлифы и образцы М. С. Дюфура; из последних в ряде случаев были изготовлены пластинки для изучения включений.

земистых пород от зоны к зоне характерна следующая смена минеральных парагенезисов:

- зона IV — Ser+Chl+Qu, Ser+Q;
 зона III — Chld+Qu+Chl+Ser, Chld+Bt+Qu+Chl±Ser, Ky+Chld+Ser+Qu+Chl+Bt+Pl₁₀₋₂₀, St+Ky+Chld+Bt+Ser+Qu+Pl±Chl;
 зона II — St+Qu+Pl₂₀₋₃₀+Bt+Gr+Ky+Mu, St+Gr+Ky+Cord+Bt+Mu+Qu+Pl;
 зона I — Ky+Gr+Bt+Mu+Pl₃₀₋₃₅+Qu±Cord, Ge+Cord+Bt+Pl+Qu±Ky;
 зона Ia — Ky+Ort+Pl₃₀₋₃₅+Bt±Gr+Qu (редкая ассоциация), Sill+Pl₃₅₋₄₀+Ort±Gr+Bt+Qu.

Появление в ассоциации хлоритоида определяет переход от IV зоны к III, а ставролита — от III ко II, причем в переходной области от III зоны ко II существуют ассоциации хлоритоида со ставролитом. Исчезновение ставролита определяет переход от II зоны к I. Зона Ia характеризуется появлением мигматитов и К-полевого шпата в гнейсах. Указанные зоны выделяются также и для карбонатных пород, в которых наблюдается смена кварца и доломита (зона I) тремолитом (зона II), парагенезисами с диопсидом (зона III) и форстеритом (зона IV) (Попова, 1972). В работе М. С. Дюфура и др. (1970) зона IV отнесена к верхней (низкотемпературной) субфации фации зеленых сланцев, зона III — к нижней субфации этой же фации, зона II — к эпидот-амфиболитовой, зона I — к амфиболитовой фациям. Внутри последней выделена подзона Ia, в пределах которой проявлены процессы ультраметаморфизма (мигматиты и анатектические граниты).

Развитие прогрессивного метаморфизма, по представлениям М. С. Дюфура и Н. В. Котова (1972), начиналось с установления для всего комплекса $P_{общ}$ равного 8—9 кб, и повышения T до 600°С (в поле кианита выше устойчивости ассоциации ставролит+кварц). Затем, судя по замещению дистена андалузитом, проходит спад $P_{общ}$ до 5 кб и дальнейшее повышение T до 700—750°С, что фиксируется появлением силлиманита и развитием анатексиса. Присутствие иногда в породах II и III зон хиастолита, равновесного с другими минералами (в отличие от более распространенного андалузита, который развивается по дистену на регрессивной стадии), свидетельствует о том, что в отдельных зонах по периферии термальной антиклинали $P_{общ}$ иногда падало до 3—4 кб. В то же время появление в некоторых случаях ассоциации кианит+ортоклаз вместе с появлением мигматитов указывает на возможность начала ультраметаморфизма до резкого спада давления.

Если обратиться к другой петрогенетической сетке фаций (Глебовицкий, 1973, 1974), построенной в координатах $P_{общ}$ — T , но при разной доле H_2O от $P_{общ}$ (т. е. для низко- и среднетемпературных фаций $P_{H_2O} = 0.7—0.9 P_{общ}$, для амфиболитовой фации в зоне ультраметаморфизма $P_{H_2O} = 0.4—0.5 P_{общ}$, в гранулитовой фации — $0.3 P_{общ}$), то обнаруживается следующая картина смены субфаций при прогрессивном метаморфизме в породах музкольского комплекса (рис. 52); субфация повышенных давлений зеленосланцевой фации (5) → ставролит-хлорит-мусковитовая (19) → ставролит-биотит-кианит-мусковитовая (20) → гранат-кианит-биотит-мусковитовая (24) и (или) ставролит-гранат-жедритовая → гранат-кианит-биотит-ортоклазовая (25) → гранат-силлиманит-биотит-ортоклазовая (25а). Последние две субфации, как отмечалось выше, не являются типичными и проявлены локально. Гораздо чаще в породах развивается вторичный андалузит, так что происходит, видимо, спад давления и через кордиерит-ставролит-жедритовую (22) и ставролит-гранат-кордиерит-биотитовую субфацию (21) осуществляется переход к биотит-ставролит-мусковит-андалузитовой (11) и далее при повышении температуры — к кордиерит-андалузит-мусковитовой (12) и затем к силлиманит-гранат-кордиерит-ортоклазовой (17). Возможные максимальные вариации P при формировании зональности прогрессивного метаморфизма оцениваются в 5—7.5 кб.

Таким образом, музкольский метаморфический комплекс на прогрессивной стадии (по P и T) метаморфизма, по крайней мере в области фации эпидотовых амфиболитов и низкотемпературной субфации амфиболитовой фации, относится к кианит-силлиманитовому типу фациальных серий и ближе всего к серии B_2 (Глебовицкий, 1973), отличающейся наиболее высокими давлениями среди серий подобного типа.

Включения минералообразующей среды. Морфология включений и т.д. Для изучения включений минералообразующих растворов было просмотрено 60 полированных пластинок из различных разновидностей

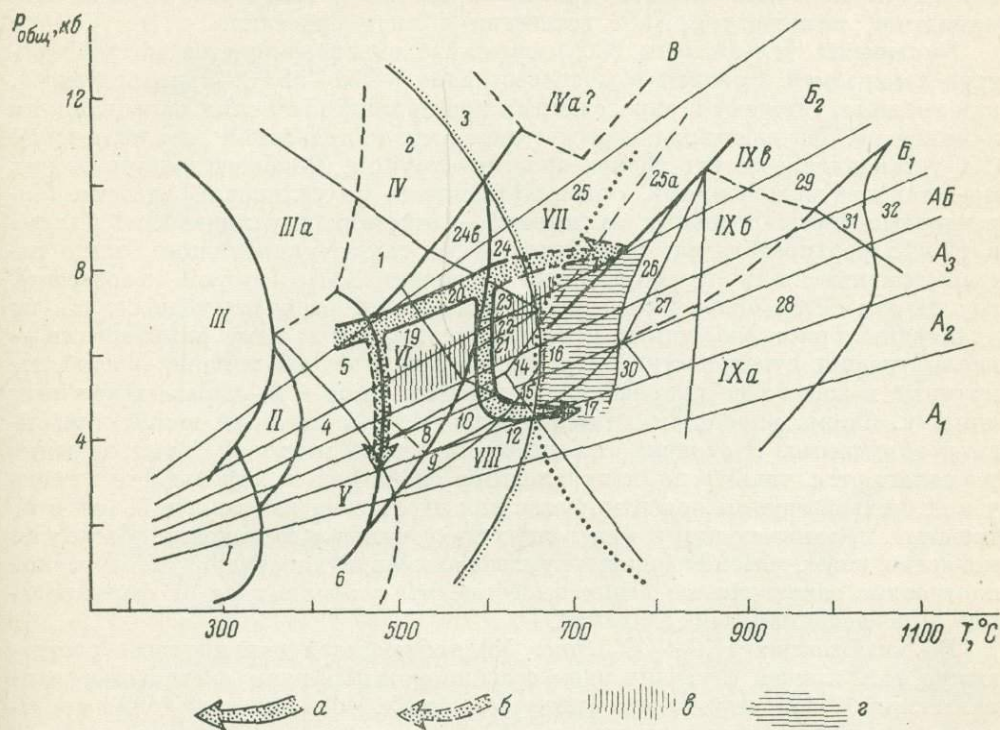


Рис. 52. Предполагаемая эволюция P — T параметров при прогрессивном метаморфизме пород музкольского комплекса.

Использована схема фаций В. А. Глебовицкого (1974) с сохранением его обозначений фаций, субфаций и фациальных серий. a — главная тенденция изменения P — T режима при прогрессивном региональном метаморфизме, восстановленная по смене минеральных ассоциаций, b — местные отклонения P — T режима, $в$ — изменения P — T режима по данным исследования включений минералообразующей среды (до зоны ультраметаморфизма), $г$ — предполагаемая P — T область анатектического гранитообразования. T определены по $T_{ром}$ включений, P (предполагаемые) — по минеральным ассоциациям. Мелкие точки — реакция разложения мусковита, крупные — начало плавления гранитов.

пород, преимущественно глиноземистых, а также из гранито-гнейсов и гранитов. Наиболее широко включения распространены в кварце и кианите, редко встречаются в гранате, полевых шпатах и биотите. В целом их распределение неравномерно как по разным зонам, так и в пределах одного кристалла. Количество и размеры включений возрастают по мере увеличения степени метаморфизма. В породах фации зеленых сланцев диаметр включений меньше 1 мк, так что при максимально возможном увеличении (при работе с нагревательной камерой — в 600—800 раз) фазовые границы в них не видны отчетливо, газовый пузырек становится видимым лишь с приобретением им подвижности, что характерно для области температур, близкой к $T_{ром}$; при этом момент гомогенизации фиксируется приблизительно. В породах более высокой степени метаморфизма размеры включений возрастают. Как правило, включения в кристаллах кианита крупнее, чем в зернах кварца и граната.

Главная масса включений в кварце представлена газовой-жидкими двухфазовыми включениями H_2O , часто минерализованной; иногда это солевые или углекисло-водные включения (рис. 53). В кианитах ⁴ преимущественно развиты включения H_2O+CO_2 с разными количественными соотношениями фаз и однофазовые включения чистой CO_2 , солевые включения редки. Криометрия газовой-жидких включений позволяет по T эвтектической кристаллизации, равной $21^\circ C$, определить, что минерализация воды связана с хлоридами Na, причем, судя по точкам замерзания таких включений для обр. 83/14 ($-8, -6.5^\circ$, для трех включений -4°), концентрация NaCl в растворе 12.5, 10 и 6.5% (Roeder, 1962) и выше, так как в некоторых случаях при комнатной температуре NaCl встречается в виде кристалла.

Включения углекислоты (CO_2) отчетливо диагностируются по температуре замерзания, которая обычно составляет $-54-58^\circ C$. Эти включения, как правило, тяготеют к определенным кристаллографическим направлениям в минерале. По взаимным пересечениям этих направлений для включений CO_2 устанавливается три разновозрастные группы. Наиболее ранняя из них представлена включениями, ориентированными по удлинению дистена. Характерные черты подобных включений — отчетливая удлиненность (длина в 10—15 раз преобладает над шириной), а также клиновидные, часто несимметричные, или прямоугольные окончания. Ко второй возрастной группе относятся более укороченные включения, располагающиеся как по удлинению кристалла, так и в перпендикулярном к нему направлении — вдоль трещин отдельности (001). Включения третьей группы — наиболее крупные и еще более укороченные: длина их всего в 3—4 раза превышает ширину. Форма их обычно эллипсоидальная, но окончания включений бывают округлыми. В отличие от включений первой и второй групп, которые располагаются только по направлениям спайности и отдельности, включения третьей группы ориентируются как вдоль этих направлений, так и по трещинкам, занимающим в кристаллах диагональное положение. Как будет показано ниже, рассмотренные группы включений характеризуются разной плотностью заключенного в них вещества, что указывает на их формирование при неодинаковом давлении.

Во включениях H_2O+CO_2 (рис. 53) наблюдается варьирующее соотношение фаз, причем с увеличением степени метаморфизма повышается роль включений с большим содержанием CO_2 (табл. 46). Эти включения ориентированы так же, как и включения CO_2 , причем можно проследить все последовательные переходы от включений с чистой CO_2 до включений с небольшим количеством углекислоты, что показывает постепенный характер изменения состава растворов при эволюции метаморфизма, очевидно, на регрессивном этапе.

Т а б л и ц а 46

Частота встречаемости включений с различным содержанием CO_2 и H_2O в кианите (в об. %)

CO_2	H_2O	Зоны метаморфизма			
		I	II	III	IV
20—40	80—60	—	—	27	45
40—60	60—40	—	54	13	30
60—80	40—20	18	16	33	5
80—100	20—0	82	30	27	20

⁴ Первые прозрачные кристаллы кианита, в которых оказалось возможным изучение включений, относятся к границе зон II и III, хотя появление кианита происходит в зоне III.

Краткая характеристика исследуемых образцов и результаты определения $T_{\text{гом}}$ включений. Исследуемые образцы относятся к двум термальным куполам — западному и восточному (рис. 54а, б соответственно). Обр. 4157 принадлежит синметаморфической кварц-сидеритовой жиле зоны IV, обр. 4081 — к кварц-мусковит-кианитовой жиле зоны III. Первая залегает в хлоритсодержащих породах, вторая в породах с дистеном и хлоритоидом. Образцы 174 и 734/3 относятся к зоне II и к границе зон II и I.⁵ Здесь наблюдается чередование пород со следующими ассоциациями: Gr+Bt+Mu+Pl+Qu, Ky+St+

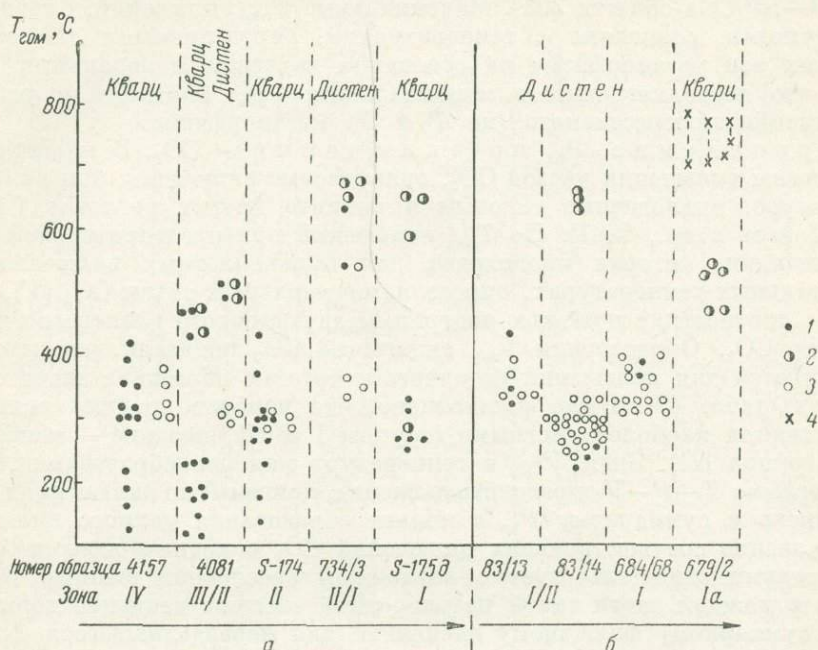


Рис. 54. $T_{\text{гом}}$ включений в минералах пород различных метаморфических комплексов зон музкольского комплекса для Джаланского (а) и Шатпутского (б) метаморфических куполов.

Стрелками показано возрастание степени метаморфизма от зоны IV к зоне I. Включения: 1 — водные и газовой-жидкие, 2 — газовой-жидкие с кристаллами соли, 3 — $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$, 4 — раскристаллизованных расплавов; прерывистыми вертикальными линиями показаны интервалы плавления в пределах одного включения: от его начала до полного расплавления.

+Bt+Qu+Pl, Bt+Qu+Ky+Pl, Cord+Ky+Gr+Pl+Mu+Qu+Bt, St+Ky+Gr+Bt+Mu+Qu. Андалузит и иногда фибролит развиваются позднее. В обр. 83/13 и 83/14, принадлежащих зоне I, но расположенных на границе с зоной II, ставролит отсутствует, кианит находится в ассоциации с гранатом, биотитом, мусковитом, плагиоклазом № 30 и кварцем. Обр. 679/2 (Bt+Pl₂₀+Qu+Kfsp) и обр. S-175д (Bt+Qu+Pl₁₀+Kfsp) взяты из гранито-гнейсов зоны Ia, причем последний — из зоны проявления Na-метасоматоза, приводящего в итоге к щелочным альбитовым гранитам.

Для каждого образца (рис. 54) получается широкий интервал $T_{\text{гом}}$, причем максимальные $T_{\text{гом}}$, которое мы считаем близкими к температурам минералообразования и полученные по солевым или водным включениям, последовательно возрастают с 400° С для зоны IV до 650° для зоны I и далее до 700—800° в расплавных включениях для гранитоидов зоны Ia. Здесь в кварце обнаружены включения раскристаллизованного стекла, плавление в которых начинается при 700—720 и полная гомогенизация достигается

⁵ Здесь и далее обозначения I/II указывают, что данный образец взят из зоны I на контакте ее с зоной II, II/I — образец расположен в зоне II в контакте с зоной I.

при 800° С. Несмотря на то что эти температуры, видимо, характеризуют условия мобилизации гранитного вещества, которая локально проявлена в поле мигматитов и гранито-гнейсов, более значительно, в восточной части района они представляются завышенными. По абсолютным значениям они отвечают условиям гранулитовой фации, ассоциации которой отсутствуют на данном эрозионном срезе в породах музкольского комплекса и в скиалитах среди самих гранитов. Завышение температур расплавных включений, по нашему мнению, вообще типично для глубинных зон и будет обсуждаться далее. Включения $H_2O + CO_2$, как правило, дают довольно узкий интервал $T_{гом}$ (50—70° С) в области 300°. Максимальные $T_{гом}$ включений, близкие для двух куполов, совпадают с температурами, определяемыми для соответствующих зон метаморфизма на основании изучения минеральных равновесий, что позволяет считать максимальные $T_{гом}$ близкими к условиям кульминации прогрессивного (по T и P) метаморфизма.

Определение $P_{фл}$ по включениям CO_2 . В кианите были обнаружены включения чистой CO_2 , однофазовые включения при комнатной температуре, аналогичные таковым в кианите других регионов (Долгов, 1970; Долгов и др., 1967). По $T_{гом}$ включений при предварительной их гетерогенизации, которая происходит для высокоплотных включений при отрицательных температурах, определяется удельный объем CO_2 (V), а значит и ее плотность, с помощью диаграммы двухфазового равновесия жидкая CO_2 —пар CO_2 . Определения $T_{гом}$ включений CO_2 показали, что плотность CO_2 меняется для включений из одного и того же образца в значительных пределах (табл. 47). Было установлено, что наиболее ранние включения CO_2 являются наиболее плотными (группы I и II), поздние — менее плотными (группа III). Зная V_{CO_2} и температуру минералообразования, можно по диаграмме $T-P-V$ определить давление, причем P во включениях чистой CO_2 близко к суммарному $P_{фл}$ в момент образования данного включения. Формирование сосуществующих включений CO_2 с водно-солевыми или газовой-жидкими свидетельствует о возможном расслоении единого флюида, причем в каждой части такой неоднородной системы давление должно отвечать суммарному флюидному давлению (для неразделившегося флюида). Значения $P_{фл} = P_{CO_2}$ для включений определены без учета возможности диссоциации $CO_2 \rightleftharpoons CO + O_2$. Во включениях $H_2O + CO_2$ $P_{фл}$ отвечает суммарному парциальному P_{H_2O} и P_{CO_2} . Что касается $P_{фл}$ и $P_{общ}$, то ввиду отсутствия конкретных данных об их соотношении мы принимаем, что $P_{фл} = P_{общ}$. Как уже упоминалось выше, для определения P необходимо отнесение включения данной плотности к определенной T . Остановимся на возможных вариантах корреляции включений разной плотности с определенной T .

1. Допустим, что включения CO_2 всех трех разновозрастных групп, характеризующихся разной плотностью ($V=0.94-1.36$), образовались при одинаковой T , отвечающей кульминации прогрессивного метаморфизма, но разных P , т. е. возрастание V включений от первой группы к третьей отражает падение P при сохранении T . Тогда из диаграммы Ф. Г. Смита (1968) или Ю. А. Долгова (1970) следует, что для обр. 83/14 из зоны I/II и обр. 734/3 из зоны II/I при $T=650^\circ$, отвечающей максимальной $T_{гом}$ солевых включений, P меняется от 7.5 до 2.5 кб (табл. 46, рис. 55), из диаграммы Л. Л. Перчука (1973) — от 6 до 2 кб, а для обр. 4081 из зоны III/II при 500° — от 4.7 до 2 кб по всем диаграммам. В этом варианте для обр. 734/3 и 483/14 на регрессивном этапе должен сначала возникнуть силлиманит, а затем при дальнейшем падении P — андалузит. Это противоречит петрографическим наблюдениям: андалузит, как правило, не возникает позже силлиманита (фибролита).

Предположим, что при спаде температуры $P_{фл}$ не меняется. В этом случае включения с максимальной плотностью должны были бы возникать при низких температурах, а включения с минимальной плотностью — при высоких. По соотношениям друг с другом установлено, что включения с большей плотностью более ранние, чем с меньшей плотностью. Тогда приходится

Результаты определения V и P по включениям CO_2 в дистене

$T_{\text{Гом}}, ^\circ\text{C}$	V		$P, \text{кб}$			Группа включений		
	$\text{см}^3/\text{г}$	$\text{см}^3/\text{моль}$	Ю. А. Дол-гов (1970)	Ф. Г. Смит (1968)	В. М. Шмонов, К. М. Шмудлович (1974)			
Обр. 4081, пограничные условия зоны III/II, $T_{\text{Гом}}^{\text{макс}} = 500^\circ$, $T_{\text{Гом}}^{\text{мин}} = 290^\circ$								
-12.5	}	1.01	44.45	4.7	4.7	4.2	}	I
-11.75		1.02	44.89	4.5	4.4	4.1		
-10.8		1.03	45.03	4.2	4.3	4.1		
-8.5		1.04	45.77	4.1	4.2	4.0		
-7.0								
+1.25	}	1.09	47.97	3.6	3.6	3.3	}	II
+3.0		1.11	48.85	3.5	3.4	3.2		
+4.25, +4.50,	}	1.12	49.29	3.5	3.3	3.2	}	III
+4.75, +4.75								
+6.20, +6.65								
+7.5, +7.7								
+16.75, +17.0	}	1.26	55.45	2.4	2.4	2.45	}	III
+21.4		1.33	58.53	2.0	2.1	2.15		
Обр. 734/3, пограничные условия зоны II/I, $T_{\text{Гом}}^{\text{макс}} = 650^\circ$, $T_{\text{Гом}}^{\text{мин}} = 330^\circ$								
-21.5	}	0.96	42.25	7.0	7.3	6.0	}	I+II
-20		0.97	42.69	6.8	6.7	5.9		
-16		0.99	43.57	6.2	6.3	5.5		
-14.5		1.00	44.01	6.1	6.0	5.2		
-11, 25		1.01	44.45	5.9	5.9	5.4		
-7, -10, -6, -75,	}	1.04	45.77	5.4	5.4	5.0	}	I+II
-6, 75		1.05	46.21	5.4	5.3	5.0		
-3.75		1.06	46.65	5.2	5.1	4.9		
-2.5								
+4.15	}	1.13	49.73	4.3	4.3	4.2	}	II+III
+9.6		1.16	51.05	4.0	3.9	3.8		
+10.15		1.17	51.49	3.8	3.8	3.8		
+10.70		1.18	51.93	3.8	3.8	3.2		
+13.0, 13.75		1.21	53.25	3.5	3.5	3.5		
+15.30		1.23	54.13	3.4	3.3	3.5		
+21.5		1.33	58.53	2.8	2.7	2.75		
Обр. 83/14, пограничные условия зон I/II, $T_{\text{Гом}}^{\text{макс}} = 650^\circ$, $T_{\text{Гом}}^{\text{мин}} = 240^\circ$								
-27	}	0.94	41.37	7.4	7.4	6.8	}	I
-17		0.99	43.57	6.2	6.3	5.6		
-12.5		1.01	44.45	5.9	5.7	5.4		
-2, -2	}	1.06	46.65	5.2	5.1	5.0	}	II
-1.5		1.07	47.09	4.9	4.9	4.8		
+1		1.08	47.53	4.8	4.7	4.8		
+3, 3.5, 3.5		1.11	48.33	4.5	4.3	3.6		
+ (4.01, 4.3, 4.5,	}	1.12	49.29	4.3	4.3	3.9	}	III
5.0, 5.0, 5.0, 4.5)								
+16.5	}	1.25	55.01	3.2	3.2	3.3	}	III
+ (18.75, 18.50, 18.50)		1.28	56.33	3.0	3.0	3.2		
+ (19.7, 20.0, 20.2,	}	1.30	57.21	2.9	2.9	2.7	}	III
20.4, 20.5)								
+21.5, +21.5								
+ (22, 22.5, 22.5)		1.31	57.65	2.9	2.9	2.7		
		1.36	59.85	2.6	2.6	2.6		

Примечание. $T_{\text{Гом}}$ определена после гетерогенизации фаз включений.

допускать, что ранние высокоплотные (низкотемпературные) включения сохраняются вместе с самим минералом при дальнейшем прогреве, что вряд ли возможно, так как в этом случае обычно отмечается перенаполнение включений, даже если сам минерал и не перекристаллизовывается (Калужный, 1971). Против такой возможности также свидетельствует тот факт, что, судя по морфологическим соотношениям и непосредственным замерам $T_{\text{гом}}$ включений (газово-жидких и солевых), как правило, более высокотемпературные включения всегда являются более ранними, т. е. последовательность формирования включений обычно отражает регрессивный ход процессов и

поэтому этот вариант оказывается неприемлемым.

2. Предположим, что включения с максимальной плотностью CO_2 , являющиеся наиболее ранними, отвечают максимальным $T_{\text{гом}}$, а с минимальной плотностью — минимальным $T_{\text{гом}}$, полученным для исследованных образцов, но не более низким, чем $T_{\text{гом}}$, определенные для включений $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$. Исходя из этого условия, для каждого образца определялись значения P_1 начала и конца регрессивной стадии. Соединив точки, отвечающие этим значениям, линией, получаем путь сопряженного изменения T и P (рис. 55). На диаграмме Смита линии для образцов из зон I/III и III/II пересекаются под острым углом, т. е. регрессивный ход для этих зон близок. Из рис. 55 видно, что предполагаемые пути регрессивной стадии метаморфизма пересекают линию моновариантного равновесия

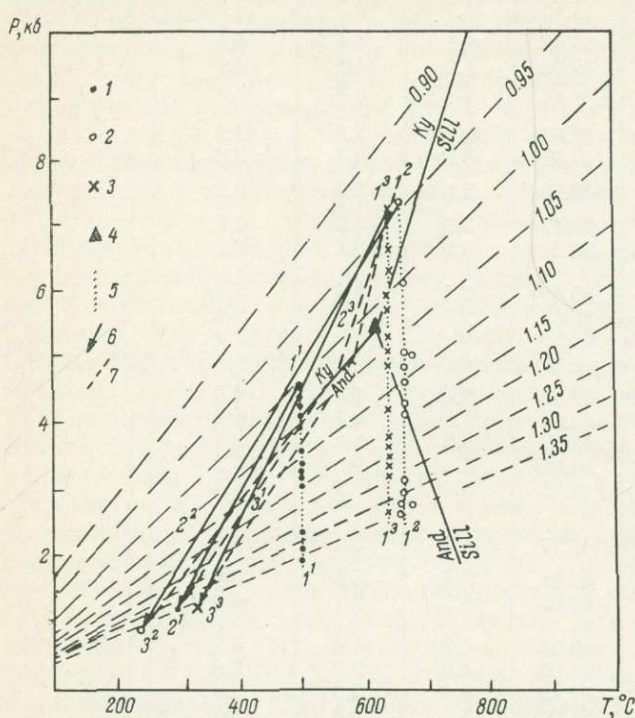


Рис. 55. Диаграмма $P-T$ для CO_2 (Смит, 1968) и предполагаемые пути эволюции $P-T$ на регрессивном этапе для пород музкольского комплекса.

Результаты определений для образцов: 1 — 4081, 2 — 734/3, 3 — 83/14, 4 — тройная точка Al_2SiO_5 . Варианты корреляции изменения $P-T$ для обр. 1—3: 5 — 1-й вариант (соответственно 1¹, 1², 1³ для обр. 1, 2, 3), 6 — 2-й вариант (2¹, 2², 2³), 7 — 3-й вариант (3¹, 3², 3³).

дистен—андалузит в области 400—450°. Судя по экспериментальным данным, вряд ли возможно появление андалузита в области столь низких температур, где устойчив еще пиррофиллит. Поэтому нам кажется наиболее приемлемым третий, промежуточный, вариант, который обеспечивает хорошее соответствие ожидаемых и реально существующих минеральных замещений.

3. Допустим, что после кульминации прогрессивного метаморфизма произошел резкий спад P почти без изменения T , до линии перехода дистена в андалузит в области, близкой к тройной точке (поскольку иногда появляется фибролит), а затем уже имеет место сопряженное изменение P и T (рис. 55, обр. 734/3, 83/14). Этот вариант близок ко второму. Его подтверждением является тот факт, что $P_{\text{фл}}$, определенное по линии регрессивного этапа (например, для обр. 4081 зоны III/II при 250°), отвечает тому P , которое устанавливается по разнице T растворения кристалла NaCl и последующей гомогенизации газового пузыря (Пизнюр, 1968), а также полученному по включениям $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ (К методике определений. . ., 1963).

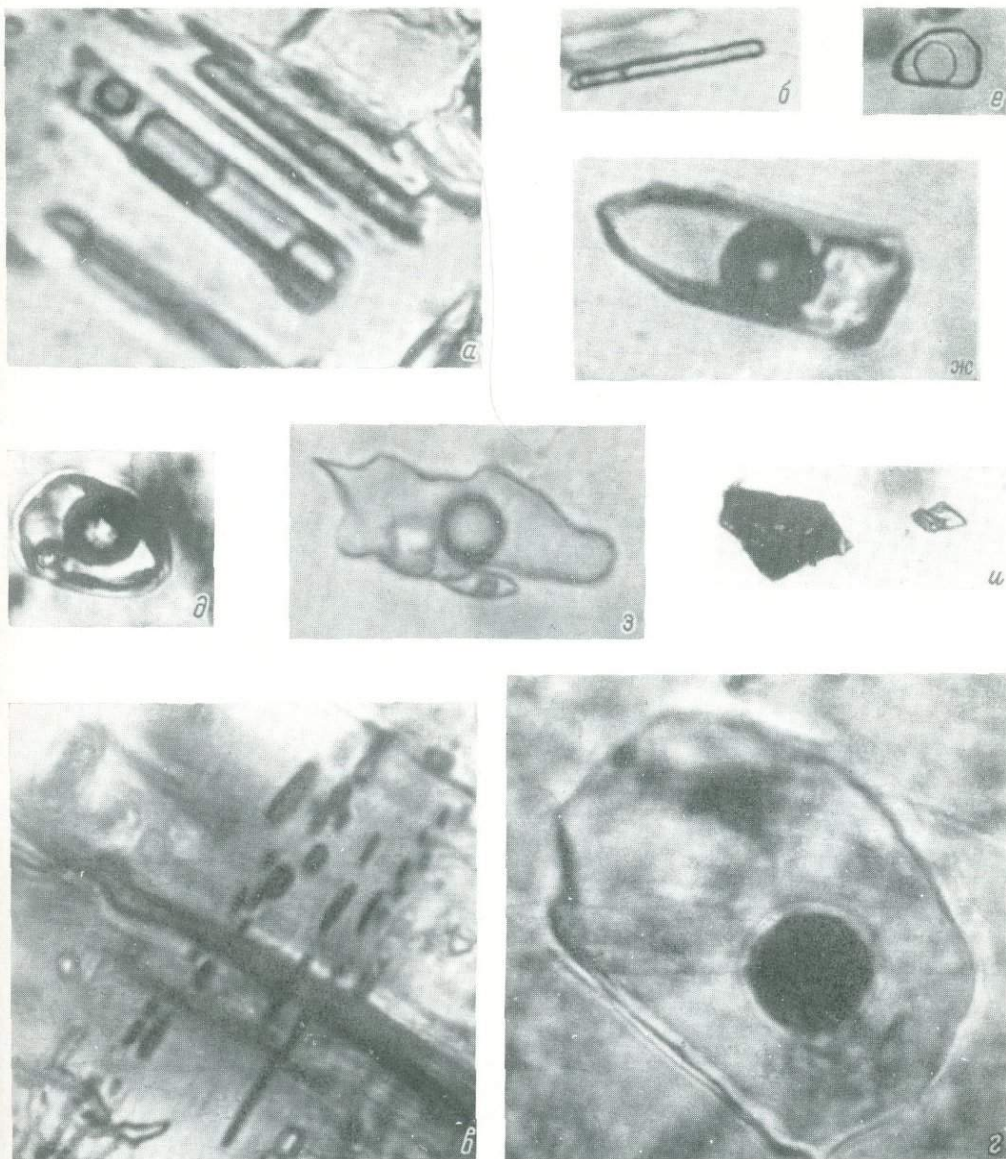


Рис. 53. Типы включений минералообразующей среды в кyanитах (а, б, в) и кварцах (z, д, ж, з, и) музкольского комплекса, 800X.

Включения из минералов метаморфических пород: а — $H_2O + CO_2$; б, в — CO_2 ; z, е — газожидкие; д, ж, з — с кристаллами галита; и — раскристаллизованного расплава из кварца памиро-шуганских гранитов. Все включения сняты при комнатной T до экспериментов по гомогенизации (а — при 50° после гомогенизации, б — то же при $-12^\circ C$).

Таким образом, второй и третий варианты кажутся наиболее приемлемыми для процессов метаморфизма вообще, а для музкольского комплекса предпочтительнее третий вариант. Указанные варианты относятся к регрессивному этапу, который проходит каждая зона. Чтобы получить представление об изменениях $P-T$ на прогрессивном этапе, надо соединить точки $P-T$ параметров, отвечающие стадии кульминации метаморфизма для каждой зоны. Известно, что повышение температуры способствует течению реакций декарбонатизации, а следовательно, и увеличению P_{CO_2} в областях, где карбонатные толщи, как например в музкольском комплексе, составляют значительную долю в разрезе. Естественно, понижение температуры действует в обратном направлении, причем изменения P для CO_2 в связи с изменением T более существенны, чем для H_2O в силу индивидуальных свойств CO_2 (Мельник, 1972).

Несмотря на различия $P_{фл}$, полученные при использовании разных диаграмм (табл. 47), величины P в 5.5—7.5 кб являются достаточно значительными, которые невозможно получить за счет нагрузки вышележащих толщ (Дюфур, Котов, 1972). Более высокое значение $P_{фл}$ для зон I и II по сравнению с зоной III/II позволяет поставить вопрос о том, что наблюдаемая зональность не является строго изобарической (рис. 52).

Выводы

Проведенное исследование включений минералообразующей среды дистенов и кварцев из пород музкольского комплекса позволяет прийти к следующим выводам.

1. Кульминация прогрессивного метаморфизма отвечает следующим температурам: 400° для серицит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев (зона IV), 500° для границы биотит-хлоритовой субфации зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовой фации (зона II/III), $620-670^\circ$ для амфиболитовой фации (зона I) и $700-780^\circ$ в зоне ультраметаморфизма (Ia).

2. $P_{фл}$ на стадии кульминации метаморфизма было не ниже 5.5—7.5 кб в зонах II/I и 4—4.7 кб в зонах III/II.

3. Регрессивный путь метаморфизма для исследованных образцов, не претерпевших ультраметаморфизм, определяется сопряженными изменениями P и T , характер которых устанавливается по сопоставлению данных, полученных с помощью исследования включений минералообразующей среды и закономерностей смены минеральных парагенезисов на регрессивном этапе.

4. Сопоставления $T_{ром}$ включений в кварце и дистене, количества в них включений CO_2 , CO_2+H_2O и H_2O и определения $P_{фл}$ показывает, что в дистене наиболее ранние — это преимущественно включения чистой CO_2 и солевые, а также водные с 8—10% NaCl (определено по точкам замерзания). Среди более поздних включений увеличивается доля водных неминерализованных и углекисло-водных включений. В кварцах чисто углекислые включения почти не встречаются. Эта закономерность обусловлена тем, что дистен в отличие от кварца не перекристаллизовывается на регрессивном этапе и поэтому сохраняет включения, относящиеся к ранним этапам метаморфизма, тогда как кварц, перекристаллизовывающийся на поздних этапах метаморфизма, захватывает включения, характеризующие среду минералообразования этих этапов. По мере течения процессов метаморфизма при спаде P во флюиде увеличивается доля H_2O .

5. Полученные высокие значения $P_{фл}$ еще раз подтверждают высказанное ранее соображение (Дюфур, Котов, 1972) о формировании музкольского метаморфического комплекса в условиях сверхдавления. Повышение флюидного давления может быть связано с возрастающей при увеличении степени метаморфизма дегазацией пород в условиях, когда кровля над областью метаморфизма поддерживается надвиговой структурой и тангенциальным сжатием.

Докембрийские образования Юго-Западного Памира

Последовательность и условия метаморфических преобразований. Юго-Западный Памир, сложенный докембрийскими образованиями ваханской и аличурской серий и различными по возрасту гранитоидами, в отличие от первых двух регионов представляет собой область полициклического развития.

Исследованиями Г. М. Друговой, Н. И. Московченко, Ю. В. Миллера и автора настоящей главы было установлено, что формирование современной структуры и минеральных ассоциаций наиболее древней ваханской серии происходило в течение нескольких тектоно-метаморфических циклов. По данным Н. И. Московченко, их количество сводится к трем (Московченко, 1975), по мнению остальных (Миллер и др., 1976) — к пяти. Вследствие этого в пределах каждого обнажения выявлена неоднородность деформаций, в породах отчетливо проявлены многократные минеральные замещения. Только детальное изучение всех структурных форм и сопутствующих им минеральных ассоциаций позволяет восстановить последовательность геологических событий и выявить специфику указанных циклов. Так, было установлено, что каждый цикл характеризуется своим типом метаморфизма и определенной последовательностью деформации.

Метаморфизм I цикла, судя по таким ассоциациям, как $Sill+Gr+Ort+Pl+Qu$, $Gr+Hy+Di+Ort+Pl+Qu$ для гнейсов и $Hy+Di+Am+Gr+Pl$ для кристаллических сланцев, отвечает условиям гранулитовой фации. Наблюдаемое последовательное замещение минеральных парагенезисов показывает, что метаморфизм этой фации происходил стадийно.

Температура метаморфизма главной стадии оценивается в $750-840^\circ$ при $P \sim 9-10$ кб с последующим падением P до $8-9$ кб и (или) повышением T до $850-900^\circ$, что фиксируется по замещению граната гиперстеном и плагиоклазом, граната, силлиманита и кварца кордиеритом, граната, амфибола и кварца гиперстеном, моноклинным пироксеном и плагиоклазом. Н. И. Московченко в I цикле выделяет еще раннюю стадию метаморфизма, с которой связано формирование эклогитоподобных пород (Эволюция метаморфизма. ., 1976). Для I цикла характерны две группы гранитоидов: жильный материал мигматитов (с гиперстеном, гранатом, диоксидом) и более поздние интрузии мангеритов.

Метаморфизм II цикла, накладывающийся на ваханскую серию, которая уже претерпевала складчатость и метаморфизм I цикла, протекал в кианит-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации в Пянджской зоне ($Gr+Ky+Vt+Ort+Pl+Qu$, $Nb \pm Gr+Vt+Pl+Qu \pm Ort$) и в силлиманит-ортоклазовой в Шахдаринской зоне (ассоциации те же, что для Пянджской зоны, но вместо кианита — силлиманит). Температура по петрогенетической сетке (Глебовицкий, 1973) оценивается в $650-745^\circ$ и давление соответственно в $7-8$ и $6-7$ кб. Широко проявлены процессы ультраметаморфизма, относящиеся к четырем последовательным этапам с постепенным повышением роли калиевой щелочности над натровой от I этапа к IV (Эволюция процессов. . ., 1974).

Метаморфические и структурные преобразования III цикла накладываются на породы ваханской серии, уже претерпевшие метаморфизм и складчатость в течение двух первых циклов, и на неметаморфизованные образования аличурской серии. Минеральные парагенезисы III цикла: $Gr+Sill(And)+Mu+Vt+Pl+Qu$, $Pl+Nb+Vt+Qu \pm Gr$ и другие отвечают условиям низкотемпературной амфиболитовой фации более низких P (силлиманит-мусковитовая субфация или местами андалузит-мусковитовая: T и P оценивается в $600-650^\circ C$ и $3.5-5$ кб соответственно). Регионально развитыми процессами ультраметаморфизма этот метаморфизм не сопровождался. Гранитоиды предыдущих двух циклов рассланцованы, будинированы, смяты в складки и метаморфизованы совместно с вмещающими породами. Наложенные ассоциации в них аналогичны тем, что формируются в этом цикле

в гнейсах — биотитовых, биотит-гранатовых и амфиболовых. Структуры становятся blastsмилонитовыми и порфирокластовыми. Порфиробласты калиевого полевого шпата обрастают кварц-олигоклазовой каймой. По отдельным зонам (в аличурской серии и реже в ваханской) иногда возникают мигматиты и наблюдается локальная мобилизация древнего гранитоидного вещества мигматитов. Завершается этот цикл внедрением гранитных жил по секущим трещинам.

Метаморфизм IV цикла отчетливо устанавливается в зоне Гунтского разлома, где он накладывается на триасовые отложения, обнажающиеся к северу от докембрийского основания Юго-Западного Памира, рвущие их памиро-шугнанские гранитоиды и древние мигматиты ваханской серии, которые испытали складчатость и метаморфизм трех циклов. По условиям проявления он близок к метаморфизму III цикла. Этому же метаморфизму подвергались триасовые породы ишкашимской линзы. В последних он протекал в условиях эпидот-амфиболитовой фации: T и P определяется в $500-600^\circ$ и $3.5-4.5$ кб соответственно. Метаморфизм V цикла происходил в условиях фации зеленых сланцев и проявлен локально.

По различным термометрам Л. Л. Перчука (1973) T метаморфизма I цикла оценивается в $560-900^\circ$, по гранат-биотитовому термометру для I цикла — это преимущественно $700-800^\circ\text{C}$ (12 определений), для II цикла — $625-670^\circ$ (12 определений), для III цикла — $625-670^\circ$ (5 определений), для IV цикла — 650° (одно определение). Величина P по гранат-пироксеновому барометру для I цикла изменяется от 5.5 до 9 кб. По двуполевошпатовому термометру преобладающее значение T для гранитоидов II, III и IV циклов составляет $550-500^\circ$, только в группе гранитоидов гранулитовой фации, впоследствии измененных, T иногда поднимается до $700-800^\circ$ (рис. 56).

Включения минералообразующих растворов. При изучении включений в минералах пород, претерпевших полиметаморфизм и неоднократные деформации, естественно было ожидать, что эти включения в той или иной степени отражают эту сложную длительную историю. Надо было найти путь, который бы дал возможность разделять включения не только по относительному времени их формирования, но коррелировать их с определенными циклами. Просмотр большого количества пластинок показал, что в гранате и гиперстене из пород, слабо диафторированных, имеется небольшое количество включений, а те, что отмечаются, являются скорее всего первичными, так как располагаются в центре кристаллов. Иногда они в своей ориентировке подчиняются кристаллографическим очертаниям минерала, как бы очерчивая его зоны роста. Принадлежность граната к определенной фации

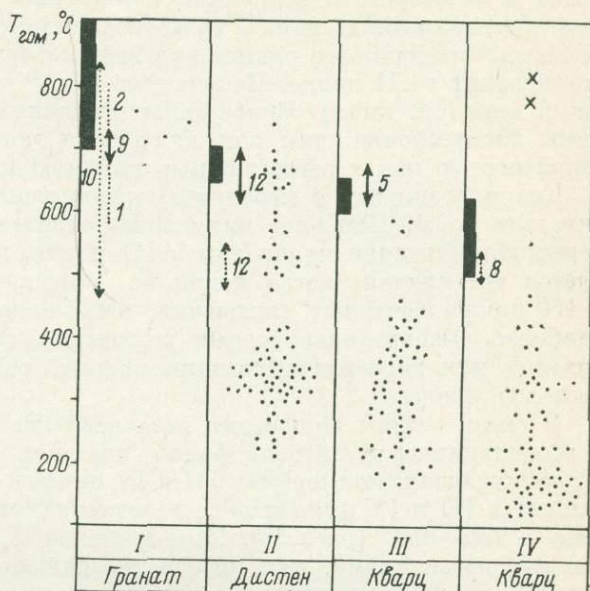


Рис. 56. $T_{\text{гом}}$ включений минералов пород докембрия Юго-Западного Памира.

Тонкие стрелки — преобладающий интервал T по Вт—Гг термометру, продолжение их пунктирной линии — отклонения единичных определений; стрелки, данные пунктиром, — интервал T по двуполевошпатовому термометру для гранитоидных пород. I—IV — тектоно-метаморфизмические циклы. Остальные обозначения — те же, что на рис. 51.

хорошо диагностируется по химическим анализам. Поэтому всегда можно выбрать гранат, принадлежащий к определенным условиям кристаллизации.

В кианите включения располагаются по спайности и диагональным трещинам. Взаимное пересечение зон включений позволяет разделять их по времени формирования, причем, как правило, более ранние являются сильно сжатыми и удлиненными, они дают более высокие $T_{\text{гом}}$ и давления; более поздние — менее сжаты, по ним определяются более низкие T и P . Кристаллизация кианита связана со II циклом, хотя он сохраняется в реликтах и в последующие циклы, причем растворы легко могут проникать по спайности и формировать вторичные включения. В данном случае, поскольку перекристаллизации кианита не происходило в III и IV циклах, можно предполагать, что наиболее ранние включения формировались в момент его кристаллизации во II цикле. Получаемые T и P по этим включениям убеждают нас в этом (см. ниже). Корреляция вторичных включений с поздними циклами дискуссионна, так как включения могут относиться с одинаковой вероятностью как к регрессивным этапам II цикла, так и к III циклу.

Кварц возникает и перекристаллизовывается начиная с I цикла включительно по V. Наиболее интенсивно и повсеместно процессы наложенной перекристаллизации проявлены в III цикле, поэтому самым вероятным является тот случай, когда кварц из пород, переработанных интенсивно в III цикле, содержит включения, относящиеся к этому циклу. При этом наиболее высокотемпературные включения связаны с моментом кристаллизации или перекристаллизации кварца, остальные отражают регрессивный ход процесса.

В связи с этим включения исследовались из граната, принадлежащего к ассоциации гранулитовой фации, дистенов, формирующихся во II цикле и претерпевших метаморфизм III и IV циклов, из кварцев, перекристаллизованных в III и IV циклах. $T_{\text{гом}}$ газово-жидких и солевых включений в гранате — $780-850^\circ$ (рис. 56). Для дистенов $T_{\text{гом}}$ варьирует от 740 до 150° , причем, по-видимому, этот интервал отражает всю эволюцию термодинамического режима: момент формирования, наложение III, наиболее проявленного, цикла, его регрессивные этапы. Включения с $T_{\text{гом}} \geq 500^\circ$ — иногда солевые трехфазные или двухфазные, причем газовая фаза по размерам очень мала. В интервале $300-350^\circ$ гомогенизируются включения $\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$. $T_{\text{гом}}$ включений в кварцах из метаморфических пород и гранитоидов, измененных в III цикле, дает интервал $650-180^\circ$, для кварцев памиро-шугнанских гранитов, в ряде случаев рассланцеванных, интервал $T_{\text{гом}} = 540-100^\circ$, только расплавленные включения дают $T_{\text{гом}}$ до 800° (рис. 56). Характерно в целом снижение как верхней температурной границы от I цикла к IV, так и нижней. Максимальные $T_{\text{гом}}$ включений соответствуют ожидаемым T для данных ассоциаций по петрогенетической сетке, тогда как T , определенные по двуполюсовчатому термометру, далеко не всегда фиксируются по включениям. По-видимому, в таких случаях это связано с наиболее интенсивным развитием более низкотемпературных процессов и вследствие этого с плохой сохранностью более ранних включений высокотемпературного этапа.

По включениям чистой CO_2 в дистенах было определено $P_{\text{фл}}$. Морфология и расположение этих включений позволяют отнести их к двум разновозрастным группам: более ранние ориентированы по удлинению кристаллов или по плоскости отдельности, поздние являются более крупными и располагаются как по перечисленным направлениям, так и по секущим, обычно диагональным трещинкам, причем даже эти последние вместе с включениями испытывают деформации. Включения I группы дают вариации плотности от 0.90 до 1.05, II — от 1.04 до 1.29 $\text{см}^3/\text{г}$ (табл. 48). Для определения давления, как отмечалось выше, надо кроме V_{CO_2} знать T их консервации. По петрогенетической сетке и максимальной $T_{\text{гом}}$ солевых включений можно оценить максимально возможные температуры формирования дистеносодержащих ассоциаций II цикла в $650-700^\circ \text{C}$. Если отнести все включения

Результаты определения V и P по включениям чистой CO_2 в дистене

$T_{\text{гом}}$, °C	V		Количество включений	P , кб		
	$\text{см}^3/\text{г}$	$\text{см}^3/\text{моль}$		700°	650°	600°

Обр. 1558 г — биотит-гранат-дистеновый гнейс с фибролитом вторичным

Включения I группы

-27°	0.943	41.50	1	7.80 (7.0)	7.30	
-25	0.950	41.41	1	7.70 (6.8)	7.10	
-21	0.967	42.56	2	6.60 (6.3)	6.80	
-16	0.990	43.57	1	6.75 (6.0)	6.25	

Включения II группы

-6	1.043	45.90	1		5.40 (5.0)	4.90
+3	1.11	48.85	1		4.40 (4.2)	4.10
+4	1.12	49.29	1		4.25 (4.2)	4.00
+7	1.14	50.17	1		4.10 (4.0)	3.85
+9	1.163	51.18	1		3.90 (3.7)	3.65

Обр. 1035д — гранит с дистеном из жильного материала, с фибролитом, бластомилонитизация отчетлива

Включения I группы

-10.5	1.02	44.89	2	6.2 (5.5)	5.75	
-9.0	1.025	45.21	2	6.1 (5.5)	5.70	
-8.0	1.032	45.42	1	6.0 (5.5)	5.60	
-5.0	1.047	46.08	5	5.7 (5.3)	5.25	

Включения II группы

-2.5	1.063	46.78	1		5.2 (4.7)	4.70
0	1.08	47.53	2		4.7 (4.5)	4.40
+3	1.11	48.85	2		4.4 (4.2)	4.20
+5.5	1.13	49.73	1		4.25 (4.0)	3.90
+6.0	1.135	49.95	2		4.20 (4.0)	3.85
+9.0	1.163	51.05	2		3.90 (3.9)	3.70
+10.0	1.17	51.49	1		3.80 (3.9)	3.60
+11.0	1.185	52.15	2		3.70 (3.8)	3.40
+12.0	1.195	52.59	3		3.60 (3.5)	3.35
+12.5	1.20	52.81	1		3.55 (3.5)	3.30
+13.0	1.21	53.25	1		3.50 (3.4)	3.25
+14.0	1.22	53.69	10		3.30 (3.4)	3.20
+15.0	1.24	54.57	3		3.25 (3.4)	3.00
+16.0	1.25	55.01	4		3.2 (3.3)	2.95
+16.5	1.25	55.01	1		3.2 (3.3)	2.95
+17.0	1.26	55.45	4		3.15 (3.3)	2.90
+17.5	1.27	55.89	1		3.1 (3.0)	2.85
+18.0	1.28	56.33	3		3.00 (3.0)	2.80

Обр. № III-1 — дистен-жедритовая порода

Включения I группы

-28	0.939	41.33	1	7.9 (7.00)	7.3	
-25	0.95	41.81	2	7.8 (6.8)	7.0	
-23	0.96	42.25	2	7.4 (6.7)	6.9	
-14	1.00	44.01	3	6.6 (5.9)	6.1	
-12	1.01	44.45	1	6.4 (5.8)	5.9	
-10	1.02	44.89	1	6.2 (5.5)	5.75	

Включения II группы

-3	1.06	46.65	3		5.1 (5.03)	4.70
+3	1.11	48.85	3		4.5 (3.9)	4.10

Таблица 48 (продолжение)

Т _{гом} , °С	V		Количество включений	P, кб		
	см ³ /г	см ³ /моль		700°	650°	600°

Обр. 1042 — дистен-биотитовый гнейс с явлениями бластомилонитизации

Включения I группы

-24	0.955	42.03	1	7.60 (6.8)	7.00
-22	0.964	42.43	1	7.30 (6.5)	6.75
-19	0.975	42.91	1	7.20 (6.1)	6.60
-17	0.985	43.35	2	7.10 (6.1)	6.50
-16	0.99	43.57	2	6.75 (6.0)	6.25
-14	1.00	44.01	1	6.60 (5.5)	6.10
-13	1.008	44.36	1	6.40 (5.5)	6.00
-10	1.02	44.89	1	6.25 (5.3)	5.75
-8	1.032	45.42	2	6.00 (5.5)	5.6

Включения II группы

-1	1.065	46.87	1	4.8 (4.8)	4.55
-2	1.075	47.31	3	4.7 (4.7)	4.65
0	1.08	47.53	1	4.7 (4.5)	4.40
+2	1.10	48.41	4	4.6 (4.4)	4.25
+3	1.11	48.85	3	4.5 (4.2)	4.20
+4	1.12	49.29	1	4.2 (4.1)	4.00
+7	1.14	50.17	1	4.0 (4.0)	3.85
+8	1.15	50.61	1	4.1 (3.9)	3.70
+12	1.19	52.37	1	3.6 (3.6)	3.35

Обр. 1558в/1 — биотит-гранат-дистеновый гнейс

Включения I группы

-42	0.898	39.52	1	9.2 (7.7)	8.7
-35.5	0.915	40.27	1	8.7 (7.4)	8.2
-33.5	0.920	40.49	2	8.5 (7.3)	8.2
-30.0	0.930	40.93	2	8.2 (7.0)	7.5

Примечание. P определено по диаграмме P. Смита (1968), в скобках — по диаграмме В. М. Шмонова и К. И. Шмуловича (1974).

I группы к $T=700^\circ$, то полученный по V_{CO_2} интервал P будет составлять 5.5—9.0 кб (табл. 48, рис. 57, первый вариант); если к 650° , то P оценивается в 5.1—8.5 кб, т. е. разница P для исследуемой области равна 0.5 кб на 50° , или 1 кб на 100° .

Включения II группы относятся либо к регрессивным стадиям II цикла, либо, скорее всего, к III циклу, причем последнее наиболее вероятно в силу интенсивности проявления деформаций и метаморфизма именно этого цикла. Кроме того, в пользу этого предположения свидетельствует и разрыв в значениях плотностей CO_2 , который получается между обеими группами включений в пределах каждого образца (рис. 57). Максимально возможные T для III цикла $600-650^\circ$, при 650° P составляет 3—5.5 кб, при 600° — 2.8—5.0 кб (табл. 48, рис. 57, первый вариант), т. е. разница в P в зависимости от T с понижением его ниже 5 кб уменьшается. Для некоторых из исследованных образцов только небольшая часть включений I группы при 700° попадает в поле кианита, несколько большее количество — при 650° . Статистический максимум при 700° приходится на 6—8 кб (рис. 58), т. е. главная масса точек, определяющих $P_{CO_2}-P_{фл}$ при заданной T, находится в поле силлиманита, а не дистена. По-видимому, это связано с тем, что включения I группы в основном отражают условия этапа спада давления II цикла, т. е. период

ультраметаморфизма в последующие этапы, причем кристаллизация дистена в некоторых случаях после формирования жильного материала наиболее ранних разновидностей свидетельствует о том, что понижение $P_{\text{фл}}$ происходит не более чем до 7.5 кб при сохранении (или даже повышении) температуры в период ультраметаморфизма. Сопряженный спад P и T происходит начиная с этапа формирования

порфиробластических разновидностей гранитоидов (конец II цикла). Если соединить точки минимальных $P-T$ параметров, определенных для этих же образцов по вторичным включениям $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ или $\text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}$, с точками максимальных P и T , определенных для этого образца, то определится вероятный (второй) путь сопряженных изменений PT . В основном для всех образцов, кроме обр. 1035д, эти линии проходят через поле кианита. Очевидно, что оба предполагаемые пути эволюции $P-T$ на регрессивном этапе являются крайними вариантами, кроме области 9—7.5 кб, ограниченной по давлению проявлением процессов ультраметаморфизма в поле дистена. Истинный путь (третий)

находится в промежутке между ними и точнее не определяется. Большинство включений II группы, которое связывается нами с III циклом по $P-T$ ($T=600-650^\circ$), попадает в поле андалузита; в поле силлиманина, где они должны были бы находиться, расположены только единичные включения. Видимо, включения также отвечают регрессивным этапам III цикла. Вариант сопряженных изменений $P-T$, определенный указанным способом, показан на рис. 57. Как и в предыдущем случае, истинный путь находится между этими двумя вариантами и более точно не определяется.

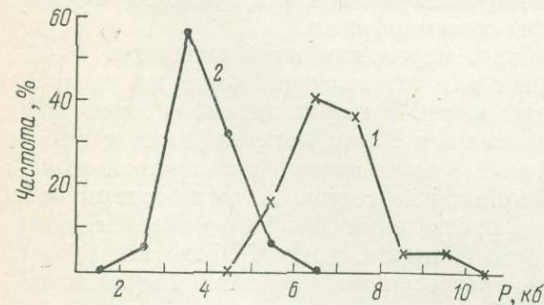


Рис. 58. Частота встречаемости значений P , определенных по V_{CO_2} включений группы I при $T = 700^\circ \text{C}$ (1) и II — при $T = 650^\circ \text{C}$ (2).

Таким образом, использование включений минералообразующих растворов для расшифровки параметров метаморфизма в полиметаморфических областях, несмотря на сложность и в некоторых случаях неоднозначность интерпретации результатов, кажется достойным внимания, но при этом необходима постоянная корреляция результатов, получаемых по включениям и при изучении минеральных парагенезисов.

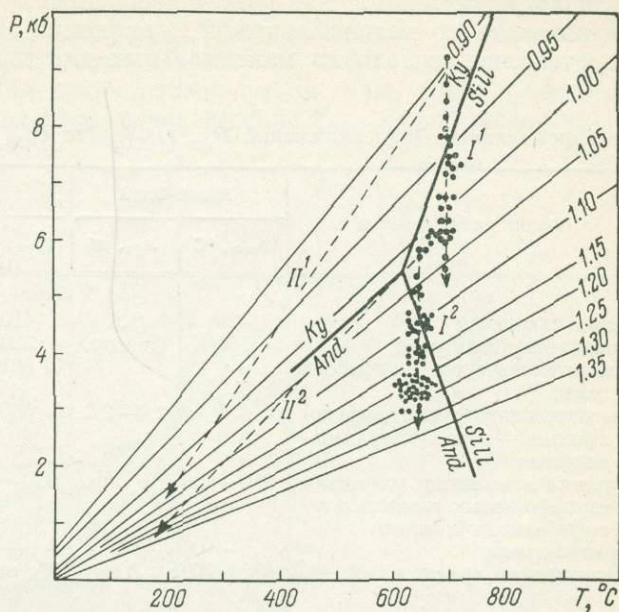


Рис. 57. $P-T$ диаграмма для CO_2 (Смит, 1968) и значения V для включений CO_2 в дистене из пород докембрия Юго-Западного Памира.

I¹ и II¹ — первый и второй варианты корреляции P и T при определенных V для включений CO_2 I (ранней) группы, I² и II² — то же для включений II (поздней) группы.

Сопоставление полученных результатов

На диаграмме $P-T$ фаций регионального метаморфизма (Глебовицкий, 1974) по полученным данным для включений нанесены пути эволюции $P-T$ параметров при метаморфизме как зональном (Цаган-Олуй, Музкол), так и полициклическом. Как отмечалось выше, температуры метаморфизма оценивались по максимальным $T_{\text{гом}}$ включений (табл. 49). Давления также определялись исходя из максимальных для данной зоны температур.

Таблица 49

Максимальные $T_{\text{гом}}$ включений $P_{\text{фл}}$ (P_{CO_2} или $P_{\text{CO}_2} + P_{\text{H}_2\text{O}}$) для трех объектов

Фация метаморфизма	Цаган-Олуй		Музкол		Юго-Западный Памир	
	$T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$	$P_{\text{фл}}, \text{кб}$	$T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$	$P_{\text{фл}}, \text{кб}$	$T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$	$P_{\text{фл}}, \text{кб}$
Зеленосланцевая	420	1.6	410	Не опр.		
Эпидот-амфиболитовая	500	Не опр.	520	4.7		
Низкотемпературная амфиболитовая	660		680	7.0	670	5.8—5.2
Высокотемпературная амфиболитовая — зона ультраметаморфизма	675	2.0—2.2	680	7.4	700	7.5—9
Участки плавления ультраметаморфогенных гранитоидов амфиболитовой фации	850—900	Не опр.	720—800	Не опр.	Не опр.	6.2
Гранулитовая	—	—	—	—	850	Не опр.
Интрузивные гранитоиды	850—900	0.9	Не опр.	—	820	

Примечание. Интрузивные граниты на Цаган-Олуе представлены кондудевским комплексом, на Юго-Западном Памире — памиро-шугнанским комплексом.

Из рис. 59 видно, что путь прогрессивного метаморфизма для Цаган-Олуя попадает в поле фациальной серии низкого P (серия A_1), для Музкола — в поле серии высоких давлений (серия B_1). Докембрий Юго-Западного Памира во II и I циклах находился также в пограничных условиях серии B_1-B_2 , в III цикле — в условиях серии AB , более низкой по давлению. Все эти результаты хорошо согласуются с представлениями, полученными на основании изучения минеральных ассоциаций, что еще раз подчеркивает необходимость применения методов изучения включений, дающих в ряде случаев конкретные $P-T$ параметры метаморфизма.

На рис. 59 показаны также наиболее вероятные пути эволюции $P-T$ метаморфизма на регрессивных стадиях для тех случаев, когда их удалось определить по принципам, изложенным выше. В целом линии, отражающие эти пути, которые относятся к определенным зонам метаморфизма и показывают эволюцию $P-T$ на регрессивных этапах именно для каждой зоны, пересекают границы, разделяющие фациальные серии. В то же время они почти параллельны на большем своем протяжении для Юго-Западного Памира и Музкола, причем для первого во II цикле, когда P было выше, чем для музкольского метаморфизма, на регрессивных стадиях сохраняется эта же закономерность: при одинаковой температуре давление всегда выше. Таким образом, тип развития региона на регрессивных этапах сохраняется, наследуя закономерности прогрессивного этапа.

Обращает на себя внимание хорошая сходимость температур кульминационных стадий метаморфизма соответствующих фаций для всех трех регионов. Только для ультраметаморфогенных гранитоидов музкольского метаморфического комплекса и Цаган-Олуя фиксируются расхождения в T на $50-100^\circ$. Они могут быть связаны с большей сухостью пород Цаган-Олуя, так как метаморфизму и гранитизации подвергаются породы кристаллического основания, в основном гранитоидного состава, тогда как музколь-

ствие точной привязки минералов, из которых исследовались включения, к определенным этапам минералообразования при метаморфизме не дает возможности сузить интервал давления и отнести их к определенным этапам геологической истории развития региона. Для метаморфических пород верхнеалданской свиты Алданского щита в условиях амфиболитовой фации по включениям чистой CO_2 P оценивается в 6—6.8 кб и 6.2—6.6 в условиях гранулитовой фации, а для сута́мской гранулитовой фации — в 7.1—8.3 кб (Об условиях генерации. . ., 1976).

Выше неоднократно отмечалось, что включения в пределах одного зерна являются, как правило, разновозрастными и отражают его термодинамическую историю на регрессивном этапе. Это отчетливо фиксируется в тех значительных интервалах значений $T_{\text{гом}}$, которые характерны как для одного образца (рис. 54), так и для всей группы образцов данной фации (рис. 60). Этот интервал возрастает от фации зеленых сланцев к амфиболитовой фации и особенно значителен для интрузивных гранитоидов, причем его расширение происходит за счет сдвигания верхней границы в сторону высоких температур, тогда как нижняя граница приходится либо на интервал 100—200, либо — 200—300°.

Сравнение гистограмм $T_{\text{гом}}$ включений разных минералов (преимущественно кварца и дистена) для пород, близких по условиям метаморфизма, показывает, что для фации зеленых сланцев Цаган-Олуя и Музкола кривые частот распределения $T_{\text{гом}}$ практически одинаковы (рис. 60). Для эпидот-амфиболитовой фации те же кривые различаются: для Музкола фиксируются два максимума — один в области 100—200° С, другой — в интервале 400—500° С, для Цаган-Олуя — один максимум в интервале 200—300° С. По-видимому, это связано с тем, что в музкольском комплексе метасоматические процессы следуют сразу за кульминационной стадией метаморфизма и проявлены достаточно активно по сравнению с Цаган-Олуем.

Кривые частот распределения $T_{\text{гом}}$ низкотемпературной амфиболитовой фации (без проявления процессов ультраметаморфизма) совпадают для трех регионов: Цаган-Олуя, Юго-Западного Памира

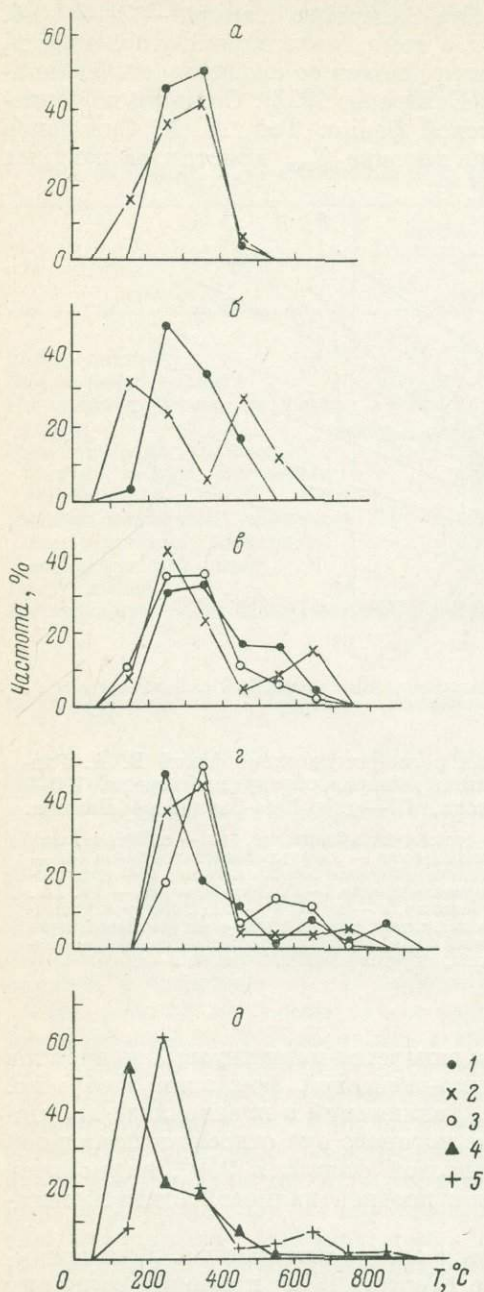


Рис. 60. Гистограмма $T_{\text{гом}}$ для минералов пород различных условий формирования.

Фации: а — зеленых сланцев, б — эпидот-амфиболитовая, в — амфиболитовая низкотемпературная, г — амфиболитовая высокотемпературная, д — интрузивные гранитоиды. Образцы метаморфических пород: 1 — Цаган-Олуй, 2 — Музкола, 3 — Юго-Западного Памира; гранитоидов: 4 — памиро-шугнанских (Юго-Западный Памир), 5 — кондуевских (Цаган-Олуй).

(III цикл) и Музкола, но опять же для последнего максимум (200—300°) выражен более отчетливо, чем для других двух регионов, где он размазан на два интервала — 200—300 и 300—400° С. Для амфиболитовой фации зоны ультраметаморфизма всех трех регионов кривые подобны, максимумы смещены на 100° в сторону низких температур для Цаган-Олуя (200—300°) в отличие от других. Характерно, что для всех фаций и регионов максимумы $T_{\text{гом}}$ включений приходятся на интервалы 200—300 и 300—400°, т. е. именно в этих условиях фиксируется наиболее активная гидротермальная деятельность, когда формируется основная масса газовой-жидких включений и происходит ликвидация в системе $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$. Интересно, что с повышением степени метаморфизма увеличивается асимметрия кривых частот распределения. Это связано с тем, что, несмотря на активное проявление гидротермальной поздней деятельности на низкотемпературных этапах, включения в той или иной мере отражают всю историю формирования породы, причем с повышением степени метаморфизма правая ветвь кривой достигает все более высоких температур. Такой же характер имеют гистограммы и для интрузивных памиро-шугнанских и кондуевских гранитов. Здесь следует отметить принципиальные различия этих двух групп: кондуевские граниты являются постдеформационными (все поздние включения в них могут быть связаны только с постмагматической деятельностью), тогда как памиро-шугнанские граниты формируются длительно, причем их первые разновидности расслаиваются и смяты в складки (Миллер и др., 1976; Эволюция процессов... , 1974), поздние — будинированы. Включения обязаны не только постмагматической деятельности, но и процессам метаморфизма. Несмотря на это характер гистограмм для обеих групп гранитоидов одинаков, что свидетельствует о сходстве характера изменения режимов постмагматического этапа и этапа регрессивного метаморфизма.

Обратимся теперь к обсуждению результатов, полученных по первичным включениям в кварцах гранитоидных пород: это интрузивные памиро-шугнанские и кондуевские граниты, сильно перемещенные от места своего зарождения, и ультраметаморфогенные гранитоиды Цаган-Олуя и Музкола, залегающие на месте своего возникновения.⁶ Во всех них обнаружены включения раскристаллизованного стекла, наличие которых свидетельствует об участии расплава при их формировании. $T_{\text{гом}}$ включений кондуевских гранитов (табл. 48) на 50—100° превышает $T_{\text{гом}}$ включений памиро-шугнанских, достигая 900°. $T_{\text{гом}}$ включений ультраметаморфогенных гранитоидов Цаган-Олуя также на 100° выше, чем для Музкола. И все эти $T_{\text{гом}}$ значительно выше, чем температуры, получаемые по гомогенизации солевых включений для вмещающих пород, с которыми они изофациальны по парагенетическим ассоциациям.

Анализ литературы показывает сходство наших данных с теми, что известны для подобных образований. Так, для интрузивных гранитоидов разной глубинности максимум $T_{\text{гом}}$ расплавных включений приходится на 800—950° (Наумов, Поляков, 1974), иногда $T_{\text{гом}}$ достигают 1000—1050°. Даже для аплитовых зон пегматитов $T_{\text{гом}} = 1040—960^\circ$, а для мелкопегматитовых и зон графической структуры — 860—960°, хотя для некоторых районов отмечаются более низкие $T_{\text{гом}}$, по крайней мере нижняя граница интервала плавления спускается до 700—730° при полном плавлении 800—870° (Захарченко, 1972; Базаров и др., 1969; Бакуменко, 1972). Интервал плавления обычно довольно длительный, в пределах 100° или более. Так,

⁶ Включения в гранитоидных породах докембрия Юго-Западного Памира детально еще не изучались ввиду их незначительных размеров, а также последующих наложений метаморфизма и деформации нескольких циклов.

для жильной породы типа биотитового единита (Юго-Западная Тува) Т. Ю. Базарова и В. С. Соболев (1969) наблюдали следующие $T_{\text{гом}}$ (в °С):

амфибол I и II генерации	—	900—1050 и 600—650,
апатит I и II	»	— 1000—1060 и 620—650,
биотит I и II	»	— 950—1030 и 600—620,
широксен I	»	— 940—1100.

Пока это единственный случай получения столь низких $T_{\text{гом}}$ расплавных включений. Оценивая эти результаты, трудно определить, какие температуры относятся к кристаллизации в камере, а какие — в магматическом очаге или по ходу движения расплава. Но в любом случае они кажутся несколько завышенными.

Для ультраметаморфогенных гранитоидов имеются следующие данные. Кварцы из жильного материала в плагиогнейсах и кварцитах верхнеалданской свиты, формирующегося в гранулитовой фации по гомогенизации расплавных включений, дают T 850—900° С, близкий интервал температур (870—910°) приводится и для автохтонных и параавтохтонных гранитов, 840—880° — для аляскитов (Об условиях генерации. . ., 1976). Послойные мигматиты амфиболитовой фации Алданского щита (верхнеалданская свита), бассейна Унгры и района Олекмы имеют интервал температур, равный 760—830°, графические пегматиты — 790—840°. На основании данных Б. А. Дороговина (1973) по раскристаллизованным включениям T оценивается в 1100—1200° С для гиперстена и амфибола и в 820° С для граната из гранитов Алданского щита. Очевидно, что интервал температур кристаллизации ультраметаморфогенных гранитоидов при отсутствии перемещения должен быть менее значительным, чем магматических, как это обычно и отмечается. Причины довольно высоких T (значительно выше ожидаемых) частично обсуждались ранее. В какой-то мере они могут быть связаны со спецификой тех условий, в которых проявляются процессы ультраметаморфизма, в частности относительная сухость пород, которые подвергаются плавлению при повторном метаморфизме, накладываемом на породы фундамента (как в случае Цаган-Олуя). Но кроме этих факторов, по-видимому, имеют место и другие, связанные прежде всего с условиями эксперимента. К их числу относятся следующие: а) кратковременность опытов гомогенизации расплавных включений, что обсуждалось неоднократно (Наумов, 1969); б) возможность потери некоторых летучих компонентов, в частности H_2 ввиду большой его миграционной способности через решетку минералов без нарушения герметичности включения; в) несоответствие условий эксперимента условиям консервации включений, когда минерал, имеющий включения, испытывал в ряде случаев значительное давление нагрузки и находился в сжатом состоянии. Естественно, при нагревании включения в условиях атмосферного давления мы не воссоздали это давление. Принято считать, что действие его незначительно из-за малых значений коэффициентов сжатия минералов. Но пока нет надежных данных, подтверждающих это положение.

Главные результаты настоящего изучения по исследованным объектам сводятся к следующему.

1. Включения минералообразующих растворов в той или иной мере развиты во всех минералах метаморфических пород, но наиболее благоприятными для их консервации являются гиперстен, гранат, дистен и кварц, причем консервация включений в гранате и гиперстене относится к периоду их кристаллизации, тогда как дистен и кварц содержат большое количество вторичных включений.

2. Преимущественное развитие в метаморфических породах имеют газово-жидкие включения регрессивных стадий, значительно реже встречены солевые (кристалло-флюидные) включения или углекисловодные. Высокоплотные включения чистой CO_2 встречены в минералах пород серии высоких давлений (Юго-Западный и Центральный Памир) и не обнаружены в обра-

зованиях фациальных серий низких давлений (Цаган-Олуй). В ультраметаморфогенных гранитах отмечаются включения раскристаллизованного расплава.

3. Максимальные $T_{\text{гом}}$ включений и $P_{\text{фл}}$ для большинства образцов совпадают с T и P , определенным по критическим минеральным парагенезисам или некоторым геотермометрам и барометрам, если выбирать их максимальные показания.

4. При зональном метаморфизме (Цаган-Олуй, Музкол) максимальные значения $T_{\text{гом}}$, относящиеся нередко к началу регрессивных этапов формирующейся метаморфической зональности, отчетливо фиксируют различия в термодинамическом режиме от зоны к зоне. По $T_{\text{гом}}$ разновозрастных включений можно восстановить всю термальную историю породы, причем интенсивность проявления регрессивных стадий различна для разных объектов и связана с конкретной термодинамической обстановкой. В то же время каждый минералогический геотермометр отражает какой-то определенный температурный этап истории породы. Так, двуполевошпатовый термометр для различных исследованных нами гранитоидов обычно дает T в 500—550°; близкие или более низкие значения показывает мусковит-биотитовый и мусковит-плагиоклазовый термометры (Дюфур, Котов, 1972). Определения по биотит-гранатовому термометру соответствуют условиям формирования данной ассоциации.

Все это позволяет считать методы термобарометрии по включениям минералообразующих сред, несмотря на их дискуссионность в некоторых вопросах, достаточно перспективными для расшифровки эволюции термодинамического режима метаморфических преобразований. И в этой связи особенно интересными и важными являются возможности изучения флюидного режима метаморфизма по включениям.

Использование рассеянных элементов для оценки термодинамических условий метаморфизма

Вхождение рассеянного элемента в структуру минерала определяется его кристаллохимическими свойствами (размер иона, заряд, электроотрицательность), координацией и типом химической связи, а также $T-P$ условиями в период минералообразования. Поведение некоторых малых элементов может быть использовано для оценки этих условий и в первую очередь — температуры. Проиллюстрируем это рядом примеров.

Установленное нами закономерное сокращение содержания Sc в биотите и возрастание K_{Sc}^{Gr-Bt} с повышением степени метаморфизма позволило использовать Sc в гранате и биотите (рис. 61) в качестве геотер-

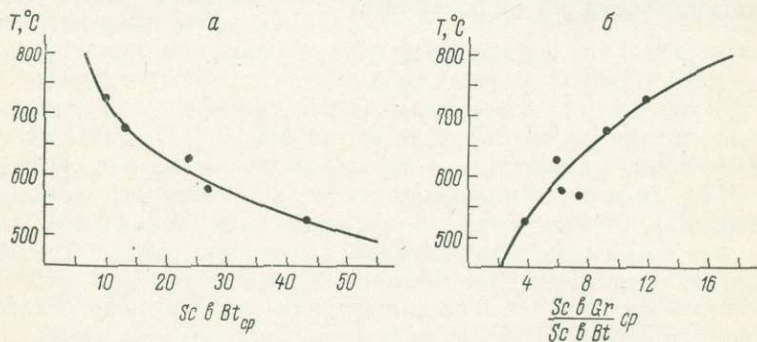


Рис. 61. Определение усредненной температуры.

a — по содержанию Sc в Bt; *б* — по величине отношения Sc в Gr к Sc в Bt (Дагелайский, Крылова, 1973).

мометра (Крылова и др., 1970; Дагелайский, Крылова, 1973). Проверка этого геотермометра более чем на 100 гранат-биотитовых парах для пород, в которых нет других минералов-носителей Sc, показала его пригодность для диагностики температурных интервалов метаморфизма. В случае же присутствия в породе и других минералов, содержащих скандий, например амфибола или пироксена, температура, определенная по скандиевому геотермометру, больше отклоняется от истинной.

Распределение Sc между сосуществующими амфиболом и гранатом также представляет интерес для определения $T-P$ параметров метаморфизма. K_{Sc}^{Gr-Am} приближается к единице и составляет для пород гранулитовой фации 1.34 (среднее из 8), а для амфиболитовой 1.07 (среднее из 18).

Составы гранатов и амфиболов группируются в два поля (рис. 62, *a*). Содержание Sc в гранатах амфиболитовой фации меняется в пределах 30—120 г/т (среднее из 18—75 г/т), в амфиболах той же фации — 40—210 г/т

(среднее из 18—70 г/т). В этих же минералах гранулитовой фации концентрация Sc возрастает — в гранатах она варьирует в пределах 130—220 г/т (среднее из 8—170 г/т), в амфиболах — 90—250 г/т (среднее из 8—140 г/т).

Несколько иную картину дает распределение V между гранатом и амфиболом, хотя в этой паре минералов, также как и в случае Sc, концентрация V растет с повышением метаморфизма (рис. 62, б). Содержа-

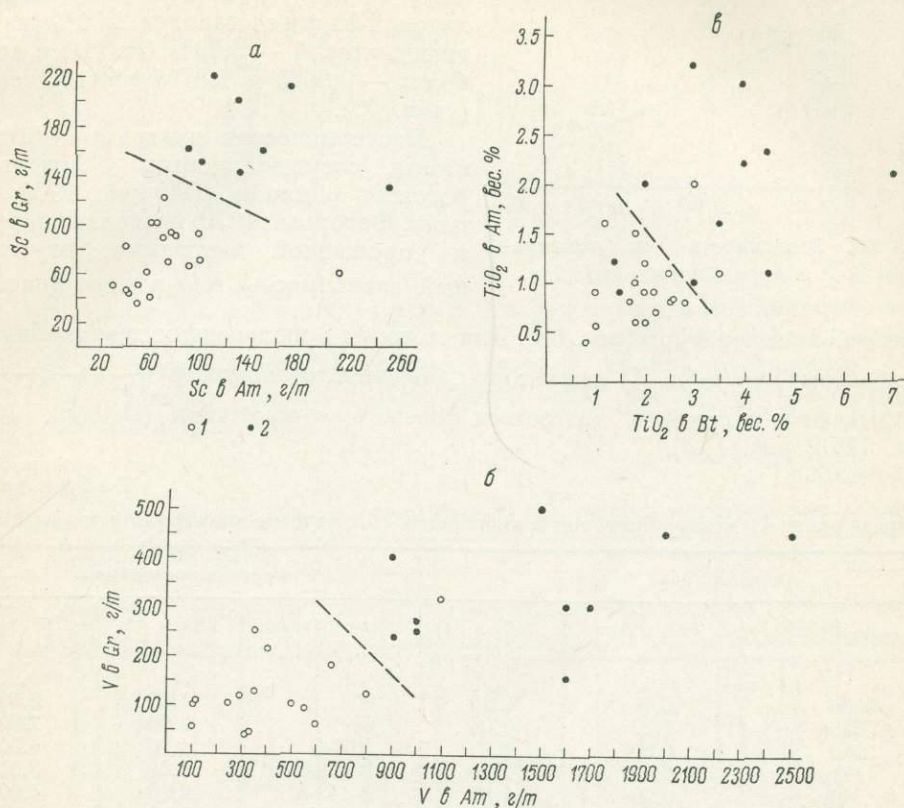


Рис. 62. Распределение Sc (а), V (б) между гранатом и амфиболом, Ti (б) между амфиболом и биотитом.

Здесь и на рис. 63—67 нанесены данные по метаморфизическим комплексам Алданского, Балтийского щитов и Памира. 1 — амфиболитовая фация, 2 — гранулитовая фация.

ние V в амфиболе в среднем в 4—5 раз превышает его содержание в гранате. По двум фациям метаморфизма оно составляет (в г/т):

	В гранате	В амфиболе
Амфиболитовая фация	50—320	100—1100
Среднее из 16	130	430
Гранулитовая фация	150—500	900—2500
Среднее из 10	330	1470

Менее четкую картину по Sc и V дают гранаты и амфиболы из диафторированных пород, которые в зависимости от условий наложенных преобразований попадают то в поле гранулитовой, то в поле амфиболитовой фаций. Это относится и к другим элементам и вообще характерно для многих минералов диафторитов.

Влияние температуры на вхождение Ti в решетки биотитов и амфиболов было показано многими авторами (Закруткин, Григоренко, 1968; Бушляков, 1969; Панях, Федорова, 1973). Оно было продемонстрировано также для биотитов гранитизационных серий и мигматитов

амфиболитовой и гранулитовой фаций (Крылова, 1972). Новые данные по метаморфическим комплексам разных регионов подтверждают более высокую титанистость как биотитов, так и амфиболов гранулитовой фации по сравнению с амфиболитовой, хотя существует область перекрытия составов

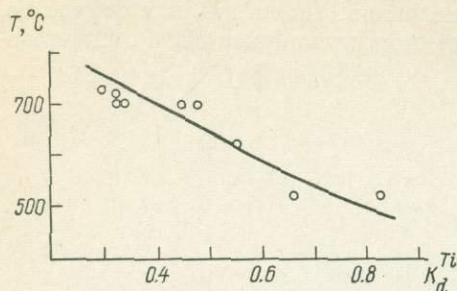


Рис. 63. Зависимость от температуры K_d^{Ti} в паре биотит—амфибол.

(рис. 62, в). По данным спектрального анализа среднее содержание TiO_2 в биотитах амфиболитовой фации составляет 2.01% (из 19), гранулитовой — 3.50% (из 11), в амфиболах — 0.96% и 1.87% соответственно (табл. 50).

Изотермическая диаграмма титанистости сосуществующих биотитов и роговых обманок (Перчук, 1970; Панеях, Федорова, 1973) позволяет перейти к упрощенной диаграмме, отражающей зависимость K_D^{Ti} в паре биотит—

амфибол от температуры (рис. 63). Для этого мы использовали девять биотит-амфиболовых пар (табл. 51), для которых значения титанистости $\left(\frac{Ti}{Ti+Mg+Fe+Mn}\right)$ укладываются в пределы диаграммы фазового соответствия (Панеях, Федорова, 1973, рис. 1, б).

Таблица 50

Распределение Ti между биотитом и амфиболом (по данным спектральных анализов)

Амфиболитовая фация			Гранулитовая фация		
номер образца	TiO_2 в Am	TiO_2 в Bt	номер образца	TiO_2 в Am	TiO_2 в Bt
5566	0.90	2.20	96e	1.60	3.50
5525a	1.20	2.00	64г	2.00	2.00
3910	0.60	2.00	ВШ-1	1.10	4.50
71e	0.90	2.00	В-148-1	1.00	3.00
3м	0.60	1.80	В-143-3	2.20	4.00
1842	0.55	1.00	В-143-2	3.00	4.00
104/53	1.10	2.50	В-247б	3.20	3.00
1919/55	0.40	0.80	В-247a	2.30	4.50
1667/55	0.90	1.00	В-215-4a	1.20	1.40
118д/67	1.60	1.20	В-215-3a	0.90	1.50
В-393a	1.00	1.80	В-207-1a	2.10	7.00
В-393б	0.80	2.80	Среднее из 11	1.87	3.50
В-219-1	2.00	3.00	Интервал	0.90—3.20	1.40—7.00
В-351-1	0.80	1.70			
В-351-1a	0.80	2.50			
В-342a	0.80	2.50			
В-385a	0.70	2.20			
9	1.50	1.80			
6-68	1.10	3.50			
Среднее из 19	0.96	2.01			
Интервал	0.40—2.00	0.80—3.50			

Примечание. Анализы в данной таблице и табл. 50 выполнены в спектральной лаборатории ИЗК ЛГУ (аналитик В. А. Галибин). Образцы с порядковым номером 1—3 — коллекция Т. С. Савельевой, 4, 5, 19 — Н. И. Москвиченко, 6—10, 18, 20, 21 — М. Д. Крыловой, 22 — В. М. Шемякина, 11—17, 23—30 — В. С. Шкодинского.

Как видно из таблицы и рисунка, с возрастанием температуры Ti перераспределяется из амфибола в биотит. Прямая связь Ti с V подтверждает также влияние степени метаморфизма на входжение V в биотит и амфибол (рис. 64, а, б).

Зависимость содержания Ti в паре биотит—амфибол от температуры

Номер образца	Титанистость		$\frac{\text{TiO}_2 \text{ в Am}}{\text{TiO}_2 \text{ в Bt}}$	T °C, определенная по диаграмме Н. А. Паняха и М. Е. Федоровой (1973)
	биотита	амфибола		
9	0.039	0.039	0.83	530
B-219-1	0.064	0.050	0.66	525
B-393a	0.045	0.031	0.55	625
B-351-16	0.041	0.024	0.47	700
71e	0.042	0.023	0.45	700
B-351-1a	0.060	0.024	0.32	700
B-385a	0.046	0.021	0.32	700
B-342a	0.058	0.024	0.32	710
6-68	0.077	0.031	0.31	725

Распределение Mn в биотитах и амфиболах метаморфических комплексов также может быть использовано для целей термометрии. В биотитах гранулитовой фации характерны весьма низкие содержания Mn, в биотитах же пород амфиболитовой фации имеет место широкий разброс концентраций Mn (рис. 65).

Таблица 52

Распределение Mn между биотитом и амфиболом (по данным спектральных анализов)

Амфиболитовая фация				Гранулитовая фация			
номер образца	MnO в Am	MnO в Bt	$\text{MnO}^{\text{Am}}_{\text{Bt}}$	номер образца	MnO в Am	MnO в Bt	$\text{MnO}^{\text{Am}}_{\text{Bt}}$
556в	0.13	0.08	1.62	96e	0.15	0.10	1.50
5525a	0.12	0.11	1.09	64г	0.14	0.04	3.50
3910	0.10	0.11	0.90	ВШ-1	0.30	0.05	6.00
6-68	0.04	0.02	2.00	118д/67	0.15	0.04	3.75
71e	0.12	0.04	3.00				
3м	0.09	0.30	0.30	B-148-1	0.12	0.05	2.40
1842	0.16	0.07	2.28	B-143-3	0.20	0.07	2.86
104/53	0.20	0.08	2.50	1-143-2	0.22	0.08	2.75
1919/55	0.12	0.07	1.71	B-2476	0.12	0.01	12.00
1667/65	0.30	0.07	4.28	B-247a	0.12	0.01	12.00
B-393a	0.65	0.20	3.25	B-215-4a	0.25	0.02	12.50
B-3936	0.80	0.30	2.66	B-215-3a	0.32	0.01	32.00
B-219-1	0.60	0.20	3.00	B-207-1a	0.30	0.08	3.75
B-351-16	0.35	0.11	3.18	Среднее из 12	0.18	0.05	7.92
B-351-1a	0.32	0.09	3.55	Интервал	0.12—0.30	0.01—0.10	1.50—
B-342a	0.35	0.13	2.69				32.00
B-385a	0.50	0.20	2.50				
9	0.22	0.08	2.75				
Среднее из 18	0.29	0.12	2.40				
Интервал	0.04—0.80	0.02—0.30	0.90—4.28				

Для 30 пар сосуществующих биотитов и амфиболов были выполнены количественные спектральные анализы (табл. 52). Для биотитов и амфиболов гранулитовой фации подтвердились более низкие содержания Mn, чем в этих же минералах пород амфиболитовой фации. Амфибол всегда более марганцовист, чем сосуществующий с ним биотит. Отношение $\frac{\text{MnO в Am}}{\text{MnO в Bt}}$ выше в породах гранулитовой фации.

В магматических образованиях Mn обычно концентрируется в более низкотемпературных минералах. Для интрузивных пород Л. Гринланд и др.

(Greenland et al., 1968) рекомендуют использовать K_D^{Mn} в качестве геотермометра для гранитоидов малых глубин, считая, что в них K_D^{Mn} отражает температуру кристаллизации, в то время как в гранитоидах умеренных глубин на величину K_D^{Mn} влияют изменения пород при субсолидусных температурах.

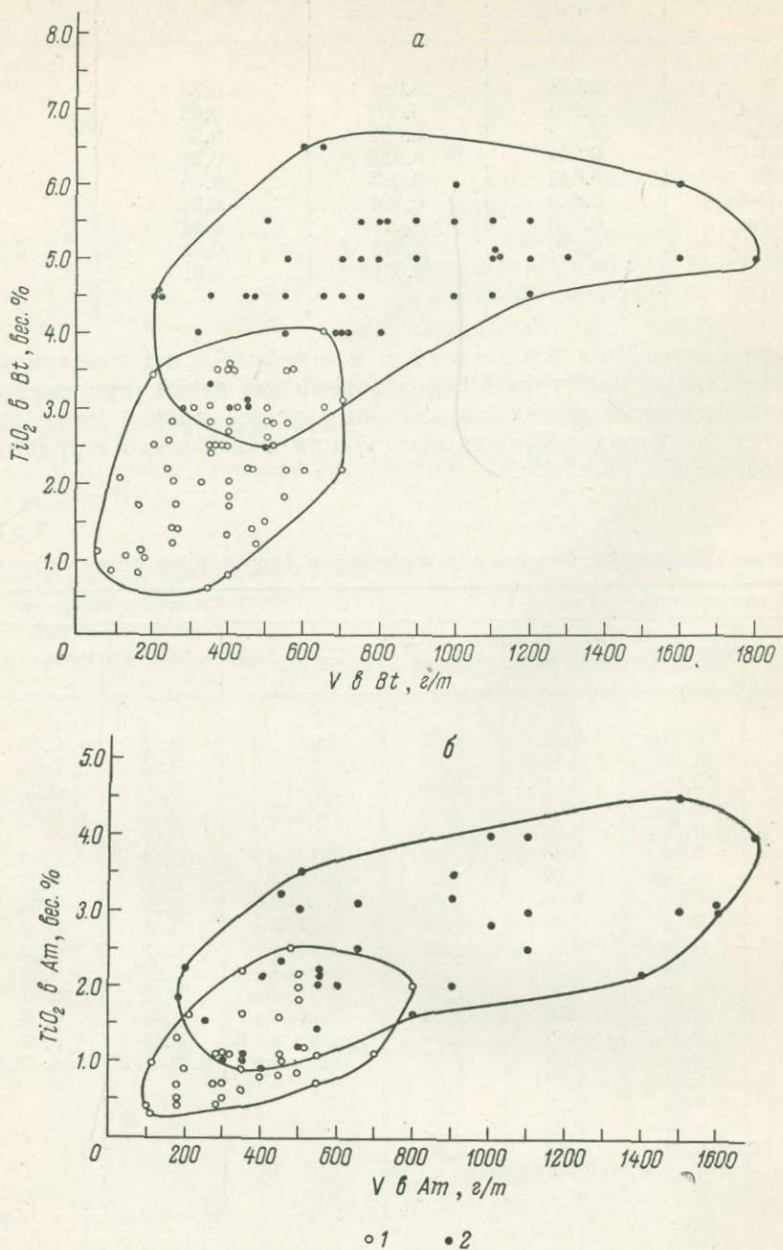


Рис. 64. Соотношение Ti и V в биотитах (а) и амфиболох (б) амфиболитовой (1) и гранулитовой (2) фаций.

Одна из последних работ по распределению Mn между биотитом и амфиболом также посвящена гранитоидам (Панеях, Федорова, 1973). Авторы, обработав 80 пар анализов, пришли к выводу о четкой зависимости K_D^{Mn} в гранитоидах от температуры.

Наличие прямой связи в содержаниях Sc и Mn позволяет перейти к выявлению зависимости K_D^{Mn} от температуры при использовании скандиевого геотермометра (Дагелайский, Крылова, 1973).

Для четырех из исследованных пар имеются определения Sc в биотите (табл. 52). Графически зависимость K_D^{Mn} между биотитом и амфиболом выражается кривой, положение которой показывает, что с повышением температуры Mn перераспределяется из биотита в амфибол (рис. 66).

Кроме Sc, Ti и Mn концентрация в биотитах Ва и V также отчетливо коррелируется со степенью метаморфизма — содержание их выше в биотитах гранулитовой фации сравнительно с амфиболитовой (табл. 54). Что же касается Ni и Cr, между которыми существует сильная положительная связь, то вхождение их в решетку биотита, по-видимому, не строго увязывается с температурой метаморфизма, на что указывают высокие значения дисперсий содержаний этих элементов и отсутствие статистически значимых различий.

Изучение геохимии метаморфизма позволяет говорить о том, что в минералах, формирующихся в разных $P-T$ условиях, возникают свои специфические геохимические связи, исследование которых может помочь определению этих условий. Заслуживает внимания метод многократной корреляции, предложенный и разработанный в отделе математических методов ВСЕГЕИ Ю. К. Бурковым (1972) и успешно использованный им для осадочных образований. Этот метод позволяет установить между химическими элементами положительные и отрицательные корреляционные связи различных порядков (то более, то менее интенсивные) и в ко-

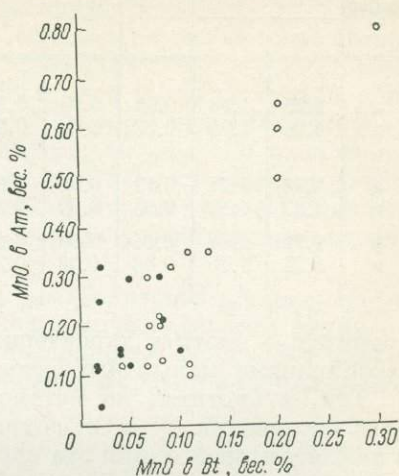


Рис. 65. Распределение Mn между биотитом и амфиболом в породах амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Т а б л и ц а 53

Зависимость K_d^{Mn} в паре биотит—амфибол от температуры, определенной по содержанию Sc в биотите

Номер образца	Sc в Bt, г/г	T °C по Sc в Bt	$K_d^{Mn} Bt - Am$
6-68	23	625	0.50
71e	14	675	0.33
9	10	725	0.36
64r	7	800	0.29

нечном итоге получить иерархию ассоциаций элементов, выделяя для разных условий ведущие группы элементов и наблюдая изменения этих ассоциаций при смене условий.

Нами была предпринята первая попытка использовать этот метод для сравнения геохимических условий на разных уровнях метаморфизма (Крылова, 1976). В качестве одного из объектов были взяты биотиты разных пород амфиболитовой и гранулитовой фаций Алданского щита; 146 количественных спектральных анализов были обработаны на ЭВМ. Выяснилось, что в каждой группе пород — кристаллических сланцах основного состава, гнейсах,

Средние содержания (\bar{x}) и стандартные отклонения (σ) малых элементов в биотитах амфиболитовой (а) и гранулитовой (г) фаций Алданского щита

Фация	TiO ₂		MnO		Ba		V, г/т		Количество проб	Порода
	вес. %		вес. %		\bar{x}	σ	\bar{x}	σ		
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ						
а	2.25	1.39	0.08	0.05	0.24	0.20	370	218	20	Основные кристаллические сланцы
г	4.06	1.95	0.03	0.03	0.48	0.21	574	365	23	
а	2.93	1.21	0.12	0.08	0.22	0.13	400	204	21	Гнейсы
г	4.23	1.58	0.03	0.03	0.37	0.22	797	557	30	
а	2.92	1.47	0.14	0.09	0.19	0.28	293	143	23	Гранитоиды
г	3.74	1.75	0.03	0.03	0.29	0.19	565	254	29	

гранитах — биотиты характеризуются своими в разной степени устойчивыми ассоциациями малых элементов.

Так, в биотитах из метаморфических пород (сланцев и гнейсов) устойчива ассоциация Ni с Cr, сохраняющаяся в условиях обеих фаций, однако в амфиболитовой фации эта связь более сильная ($r_{Ni-Cr} = +0.882$ для биотитов из гнейсов амфиболитовой и $+0.552$ для гранулитовой фации; $r_{Ni-Cr} = +0.955$ для биотитов из основных кристаллических сланцев амфиболитовой фации и $+0.539$ для гранулитовой). В то же время V, Ti, Ba, Mn и Sc входят в разные ассоциации элементов, меняя силы связи по группам пород

и фациям. Это представляет интерес, так как именно эти элементы в биотитах являются индикаторами температурных условий.

Что же касается биотитов из гранитов, то для них более прочной становится связь Cr не с Ni, а с V; титан ассоциирует с Nb, Y, Cu и Mn. В биотитах из гранитов гранулитовой фации Ba и Sc ассоциируют с Ti, Y, Cu, Mn, а в биотитах из гранитов амфиболитовой фации отмечается отрицательная корреляция Ba с этими элементами. Таким образом, смена условий метаморфизма сопровождается нарушением старых связей и появлением новых. Не исключено, что дальнейшее изучение возможностей этого метода позволит при-

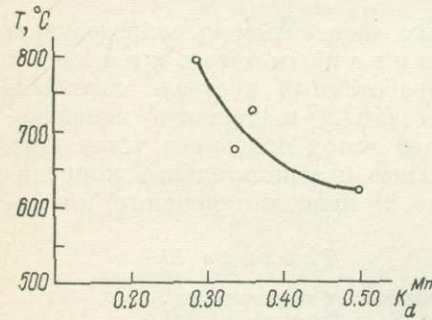


Рис. 66. Зависимость K_d^{Mn} в паре биотит—амфибол от температуры, определенной по Sc в биотите.

менять его как для общей фациальной диагностики пород, так и для определения интервалов температуры и давления регионального метаморфизма.

Новые перспективы определения термодинамических условий метаморфизма открываются при изучении элементов-примесей в магнетите — акцессорном минерале широкого круга пород разного состава и метаморфической принадлежности. Известно, что изоморфная емкость решетки магнетита в большой степени зависит от температуры. Так, в магнетитах из пород гранулитовой фации характерны более высокие содержания V, Ti, Cu, Zn, чем в магнетитах из аналогичных пород амфиболитовой фации. Характер связей между элементами-примесями также меняется в разных условиях метаморфизма. Для каждой метаморфической фации характерны свои пределы значений некоторых индикаторных отношений. Так, было показано (Крылова, Галибин, 1977), что в акцессорном магнетите из пород гранулитовой фации сравнительно с амфиболитовой отношения

Ti/Cr, Ti/Co, Mn/Cr на 1—2 порядка выше, а отношения Co/Cu и V/Cu — ниже.

Исследования последних лет показали, что ценную информацию не только о геохимических, но и о термодинамических условиях метаморфизма дает изучение изоморфных примесей в кварце.

Методом электронного парамагнитного резонанса в Лаборатории физики минералов ИГЕМ АН СССР исследовались специально отобранные автором настоящей главы кварцы из различных метаморфических, гранитоидных и жильных пород зеленосланцевой, амфиболитовой и гранулитовой фаций Алданского щита и его южного обрамления (Бершов и др., 1975). Наиболее распространенными оказались дырочные центры O—Al³⁺ и электронный Ti³⁺, возникающий под влиянием природной или искусственной радиации. Полученные спектры являются индикаторами изоморфного вхождения Al и Ti, замещающих Si. Стабилизаторами заряда служат ионы щелочных металлов или водорода.

Было установлено, что кварцы из пород амфиболитовой фации в среднем содержат примесь Al в 3 раза больше, а кварцы гранулитовой фации — в 20 раз больше, чем кварцы из пород зеленосланцевой фации. На порядок выше содержание Ti³⁺ в кварцах гранулитовой фации сравнительно с кварцами амфиболитовой фации.

Значительно труднее оценить влияние давления при метаморфизме на концентрацию и распределение рассеянных элементов. В этом отношении для природных ассоциаций мы можем опираться на эмпирические данные, которые только начинают накапливаться. Известно, что давление в целом уменьшает изоморфную емкость минералов в отношении малых элементов. Для условий повышенного давления характерно образование минералов большей плотности, с меньшими параметрами решетки; в состав их входят элементы с ионами меньшего размера.

В зонах метаморфизма повышенного давления для ряда минералов смещаются значения некоторых индикаторных отношений. Так, например, отношение Sc в Gr/Sc в Bt, в обычных случаях последовательно возрастающее при усилении метаморфизма, в фациальных комплексах высокого давления занижается, поскольку в таких условиях более благоприятной для вхождения Sc становится решетка биотита. Именно поэтому занижено данное отношение в глубокометаморфизованных комплексах Памира, где распространены породы кианит-силлиманитовой фациальной серии, а также в эклогитовых ассоциациях. Индикаторами условий давления являются, например, Mn и Ti. Марганцовистость многих минералов возрастает при кристаллизации их в зонах пониженного давления, например в скарнах, пегматитовых жилах, зонах гидротермального метасоматоза. Наоборот, в условиях повышенного давления содержание Mn снижается в гранатах, биотитах, амфиболах, магнетитах. Одновременно нередко отмечается возрастание параметров элементарной ячейки.

Условия повышенного давления благоприятствуют вхождению изоморфной примеси Ti в решетки таких минералов, как биотит, амфибол, магнетит. Результаты упоминавшегося выше исследования примесей в кварце разных метаморфических комплексов позволяют отнести к перечисленным минералам также и кварц. Например, в южной части Алданского щита, где породы гранулитовой фации характеризуются метаморфизмом повышенных *T* и *P* (сутамская фация), кварцы содержат значительную примесь Ti (до 0.0n%).

Вхождение титана влияет на Fe—Mg распределение в гранат-биотитовой паре, создавая эффект повышения температуры, в действительности, вероятно, сопряженный с повышением давления при метаморфизме.

Изучение геохимии минералов в метаморфических комплексах высоких давлений обнаруживает некоторые особенности концентрации и распределения малых элементов не только в породообразующих, но и в аксессуарных

минералах. Это проявляется, например, при сопоставлении магнетитов из метаморфического комплекса центральной части Алданского щита (умеренные давления) и магнетитов из аналогичных пород южной части щита — бассейна р. Сутам (повышенные давления). Содержание Co, Ni, Ti, Cu и Zn выше, а содержание Mn ниже в магнетите сута́мской зоны, чем в том же минерале центральной части щита (табл. 55).

Таблица 55

Среднее содержание элементов-примесей в магнетитах пород гранулитовой фации центральной и южной частей Алданского щита (в г/т)

n	Co	Ni	Mn	TiO ₂ , вес. %	Cu	Zn	Породы
11	160	390	1500	2.52	70	160	Кристаллические сланцы основного состава
9	1000	3300	1200	4.46	820	650	
4	130	215	2000	2.00	50	375	Гнейсы
4	1000	2700	1675	5.30	575	10000	

Примечание. Над чертой — данные для центральной части щита, под чертой — для его южной части (сута́мская зона); n — количество проб.

С этим хорошо согласуется изменение характера распределения малых элементов между магнетитом и силикатными минералами с изменением $P-T$ условий. Например, коэффициент распределения Ni между магнетитом и амфиболом для амфиболитовой фации (K_{Ni}^{Am-Mgt}) меняется от 0.33 до 1.46

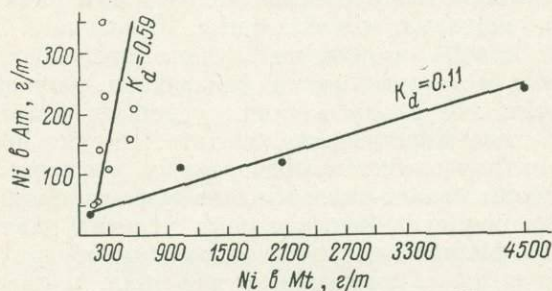


Рис. 67. Распределение Ni между амфиболом и магнетитом в породах амфиболитовой и гранулитовой фаций.

составляя в среднем 0.59, а для гранулитовой — от 0.05 до 0.23, в среднем — 0.11 (рис. 67). Таким образом, с повышением давления происходит перераспределение некоторых элементов из силикатной формы в окисную.

Резюмируя сказанное в настоящей главе, следует подчеркнуть, что данные по геохимии рассеянных элементов, обычно еще недостаточно учитываемые, могут внести существенный вклад в определение термодинамических условий метаморфизма.

Несмотря на ряд трудностей, связанных с недостатком экспериментальных данных, а также часто с не однозначно направленным влиянием T и P на концентрацию и распределение рассеянных элементов в метаморфических минералах, накапливающиеся геохимические данные по природным объектам показывают, что вхождение в решетки минералов различных элементов-приме-

сей в большой степени зависит от температуры и давления. При одновременном геолого-петрологическом изучении объекта и применении ряда других методов оно может быть подвергнуто количественной оценке и использовано для построения геотермометров и геобарометров.

В настоящей главе приведены примеры, демонстрирующие на природных объектах сопряженное изменение геохимических и термодинамических условий метаморфизма. В качестве итога приведены термометрические кривые с учетом содержания и распределения Sc, Mn и Ti в парах гранат—биотит и биотит—амфибол. Однако этим далеко не исчерпываются возможности геохимической термо- и барометрии. Дальнейшие исследования продолжают поиски в этом направлении.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты работы сводятся к следующему.

1. Разработана новая схема минеральных фаций метаморфических алюмосиликатных пород, богатых и бедных кальцием, которая сама по себе может использоваться для оценки температуры и давления минералообразования. Данная схема основана на расчете линий главных моновариантных (или условно моновариантных) равновесий, являющихся границами фаций и субфаций, с использованием имеющихся экспериментальных данных и результатов анализа природных парагенезисов минералов. При этом принималось во внимание то, что существует закономерная взаимосвязь между общим давлением и температурой, с одной стороны, и парциальными давлениями компонентов флюида — с другой. При низких и средних значениях температуры и общего давления $P_{H_2O} = 0.7-0.8 P_{общ}$. По мере роста температуры и проявления селективного плавления пород гранитоидного состава резко снижается P_{H_2O} за счет обогащения флюида углекислотой. С возрастанием давления в глубинных условиях P_{H_2O} также падает, что связано со снижением степени окисления водорода и углерода и преобладанием во флюиде H_2 , CO и углеводородных соединений. Справедливость всех этих предположений подтверждается хорошим соответствием рассчитанных диаграмм наблюдаемым в природе сочетаниям парагенезисов в породах разного состава.

2. В области низких температур выделены пумпеллит-пренитовая (или цеолитовая), пумпеллит-актинолитовая, зеленосланцевая, глаукофан-лавсонитовая, глаукофан-цоизитовая фации. Каждой из них соответствуют метаморфические зоны, хорошо исследованные в целом ряде регионов. Исключение представляет последняя, глаукофан-цоизитовая, фация, изученная еще недостаточно. В рассматриваемую фациальную схему она включена со значительной долей условности. Низкотемпературной ее границей является линия дегидратации лавсонита в присутствии кварца, которая рассчитывалась для случая, когда P_{H_2O} при $P_{общ} = 8-10$ кб снижается до $0.3-0.2 P_{общ}$, что не является беспорочным. Если предположить, что парциальное давление воды мало отличается от общего давления (но это маловероятно в глубинных условиях и на ранних стадиях метаморфического цикла), то названная граница сместится в область высоких температур, и поле III в значительной степени перекроет поле IIIa. В таком случае выделение глаукофан-цоизитовой фации теряет смысл. И все же находки парагенезисов этой фации, а также субфации цоизит-гранат-глаукофан-лавсонитовых сланцев, как например в Новой Каледонии, имеет большое значение для анализа термодинамического режима метаморфизма, так как они заведомо отвечают повышенным (до 6—8 кб) давлениям при относительно низкой температуре (от 450 до 480°) и появляются в специфических метаморфических поясах, возникших на стадии интенсивных нисходящих движений, в процессе относительного охлаждения земной коры в подвижной области.

Фация зеленых сланцев при современной степени ее изученности не может быть подразделена на субфации глубинности. Можно лишь прийти к заключению о том, что перспективными для оценки давления в этой фации являются парагенезисы с участием существенно альмандинового граната, которые, как можно предполагать, возникают в глубинных условиях.

3. В области средних температур выделяются фации цоизит-кианит-кварцевых сланцев и эпидотовых амфиболитов, отвечающие соответственно повышенным и умеренным давлениям. В качестве высокотемпературной границы эпидот-амфиболитовой фации принята целая серия близко друг к другу расположенных линий условно моновариантных реакций, приводящих к исчезновению ассоциаций граната, роговой обманки, хлорита, кислого плагиоклаза и кварца и появлению типичных парагенезисов амфиболитовой фации с участием роговой обманки, диоксида, куммингтонита, основного и среднего плагиоклаза и кварца, а также к появлению ассоциаций ромбического амфибола, кордиерита, ставролита и граната. Течение всех этих процессов зависит от давления, с возрастанием которого возрастает их температура. При снижении давления поле эпидот-амфиболитовой фации имеет тенденцию к выклиниванию. Поэтому в малоглубинных зональностях эта фация практически не выделяется.

Показано, что линии дегидратации чисто калиевого мусковита в кварц-содержащих породах и ставролита в калиевых метапелитах не могут быть использованы совместно в качестве фациальной границы, а особенно для выделения фации эпидотовых амфиболитов, так как температуры этих реакций совпадают только в узком интервале давления и резко отличаются при высоких и низких его значениях. Поэтому данные равновесия приняты во внимание только при выделении субфаций эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.

4. Анализ высокотемпературных парагенезисов, возникших в комплексах разной глубинности, позволил обосновать выделение фаций альмандиновых и куммингтонитовых амфиболитов (соответствующих повышенным и пониженным давлениям), определить низкотемпературную границу гранулитовой фации и оценить термодинамические условия пограничных реакций.

5. Предложено дробное подразделение фаций альмандиновых, куммингтонитовых и эпидотовых амфиболитов на субфации на основании установления критических парагенезисов пород, бедных кальцием, которые устойчивы лишь при незначительных вариациях температуры и давления. При этом показано большое значение минеральных ассоциаций, в состав которых входят ставролит, кордиерит, мусковит и жедрит. Проведенными исследованиями подтверждено, что поле устойчивости ставролита с кварцем как в калиевых, так и в малокалиевых метапелитах ограничено со стороны и высоких и низких давлений. Принятое в данной работе взаимное расположение полей устойчивости разных ставролитовых парагенезисов на $P-T$ диаграмме возможно лишь в том случае, если парциальное давление воды во флюиде монотонно снижается при повышении общего давления до $0.2-0.3 P_{\text{общ}}$. Соблюдение этого условия при региональном метаморфизме подтверждается тем, что каждой из выделенных субфаций соответствует метаморфическая зона, обладающая необходимым набором критических парагенезисов, и тем, что породы ставролитовых субфаций не встречаются совместно с цоизит-кианит-кварцевыми сланцами.

6. Гранулитовая субфация подразделена на субфации по температуре и давлению. Последнее позволило выделить гранулиты трех петрологических типов — пониженных, умеренных и высоких давлений и провести сравнительное изучение соответствующих им метаморфических комплексов, оценить термодинамический режим изменения пород.

7. Для фаций и субфаций средних и высоких температур методом смещенного равновесия исследованы основные тенденции в изменении составов минералов в парагенезисах, устойчивых в широких интервалах температур и давлений, и показана принципиальная возможность построения на этом

основании минералогических термометров и барометров. Главное внимание обращено на парагенезисы эклогитоподобных пород, гранатовых амфиболитов и различных биотит-гранатовых гнейсов. В частности, произведена фациальная классификация последних и выделены уравнения множественной регрессии, связывающие T и P с коэффициентами распределения Mg, Fe и Al в парагенезисе граната, биотита и кордиерита (Gr—Bt—Cord термометр).

8. Уточнение схемы минеральных фаций (петрогенетическая диаграмма) на основе принципа закономерного уменьшения парциального давления H_2O с увеличением температуры и общего давления, с использованием новейших экспериментальных данных по равновесиям и наблюдений над природными парагенезисами позволяет рекомендовать петрогенетические диаграммы в качестве универсального и достаточно точного метода определения термодинамических условий минералообразования, пригодного для всего диапазона метаморфических фаций как по температуре, так и по давлению.

9. Рассмотрены основные уравнения, описывающие распределение элементов (1, 2) между равновесно сосуществующими твердыми растворами (α , β) и зависимость распределения термодинамических параметров системы (T , P), которые являются теоретическим основанием серии геологических термометров и барометров, построенных на зависимости $K_{1-2}^{\alpha-\beta} = f(TP)$. Рассмотрены также уравнения, описывающие распределение элементов в двух сосуществующих фазах для случаев, когда они являются поликомпонентными твердыми растворами и когда в системе наряду с этими фазами присутствуют другие — переменного состава в отношении элементов 1 и 2. Эти уравнения позволяют теоретически предсказать значительные погрешности подобных геотермометров, так как метаморфические породы являются в большинстве случаев многофазными системами (например, в отношении Fe—Mg минералов), а сами минералы — поликомпонентными растворами.

Для исследования зависимости $K_{1-2}^{\alpha-\beta}$ от содержаний других катионов в фазах α и β предлагается использовать методы многомерной регрессии. В этом случае $K_{1-2}^{\alpha-\beta}$ представляется линейной функцией содержаний катионов в обеих фазах и дается уравнением типа $K_{1-2}^{\alpha-\beta} = a_0 + b_{1k}^{\alpha} x_{1k}^{\alpha} + \dots + b_{ik}^{\alpha} x_{ik}^{\alpha} + \dots + b_{jk}^{\beta} x_{jk}^{\beta} + b_{mk}^{\beta} x_{mk}^{\beta}$.

10. Методом многомерной регрессии изучены связи коэффициентов распределения железа и магния в парах гранат—биотит, ромбический пироксен—моноклинный пироксен, моноклинный пироксен—амфибол, гранат—амфибол, гранат—моноклинный пироксен. Анализ полученных результатов позволяет выявить следующие закономерности распределения элементов между твердыми растворами, находящимися в равновесии.

Распределение магния и двухвалентного железа в парах гранат—биотит, гранат—кордиерит, гранат—амфибол, гранат—клинопироксен близко к идеальному при высоких температурах. Отклонения от идеальности значительны при низких температурах, что может вносить систематическую погрешность в определение температуры по диаграммам фазового соответствия с симметричными изотермами. Приведенные в работе уравнения множественной регрессии позволяют учитывать эти погрешности.

Повышение концентрации Ca и Mn в гранате всегда отрицательно влияет на вхождение Mg в решетку этого минерала, из-за чего он перераспределяется в сосуществующие биотит, амфибол и моноклинный пироксен, обуславливая уменьшение величины $K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt, Am, Mpy}$, что равносильно эффекту снижения температуры. Величина же систематических отклонений T , определяемая вариациями X_{Ca}^{Gr} , будет незначительной в паре гранат—биотит и большой в парах гранат—амфибол и гранат—моноклинный пироксен. Закономерности же изменения X_{Ca}^{Gr} индивидуальны для каждого парагенезиса, что значительно снижает эффективность последних двух термометров, построенных на основе ионно-обменной модели.

Расширение пределов изоморфного замещения кремния на алюминий в биотитах, амфиболах и пироксенах приводит к повышению коэффициентов активности магния в этих минералах и перераспределению его в сосуществующую фазу, что обуславливает увеличение $K_{Mg-Fe}^{Gr-Bt, Am, Mpy}$ (это равносильно возрастанию температуры) и изменение коэффициентов распределения в других равновесиях этих минералов.

Таким образом, изучение зависимости распределения Fe и Mg между различными железо-магнезиальными минералами от состава этих минералов показывает, что достоверность оценки температуры и давления минералообразования с помощью геотермометров и геобарометров, построенных на основе зависимости $K_{Mg-Fe} = f(T, P)$, могут быть получены только в случае достаточно большой статистики определений.

11. Анализ данных по составам минералов в парах гранат—биотит, гранат—амфибол и гранат—клинопироксен из комплексов, которые детально исследованы петрологически и для которых с достаточной точностью определены температуры и давления минералообразования, позволяет выявить влияние P и T на величины K_{Mg-Fe} , рассчитанной для ионно-обменного равновесия, и \bar{K} , представленной как простое отношение магнезиальностей. Это дает возможность отградуировать диаграммы фазового соответствия $X_{Mg}^{Gr}-X_{Mg}^{Bt}$, $X_{Mg}^{Gr}-X_{Mg}^{Am}$ и $X_{Mg}^{Gr}-X_{Mg}^{Mpy}$ (минералогические термометры), определить координаты линий фиксированных значений \bar{K} для гранат-биотитовой пары на $P-T$ диаграмме и установить основные тенденции в изменении состава фаз в равновесиях гранат—биотит, гранат—амфибол и гранат—клинопироксен.

Показано, что гранат-биотитовый термобарометр дает вполне удовлетворительные результаты и может быть рекомендован для практического использования. Величины коэффициентов разделения магния между гранатом и амфиболом, гранатом и моноклинным пироксеном, коэффициентов разделения Ca между гранатом и амфиболом, гранатом и моноклинным пироксеном также можно использовать как критерии для оценки термодинамического режима метаморфизма. При этом уточнение соответствующих барометров значительно затруднено малой эффективностью гранат-амфиболового и гранат-клинопироксенового термометров, основанных на анализе ионно-обменных равновесий.

12. Проведено исследование межфазового распределения малых элементов. Показано, что содержания скандия, титана, марганца, ванадия и бария в биотитах, титана, ванадия и марганца в амфиболах, кобальта, никеля, марганца, титана, меди и цинка в магнетитах, алюминия в кварце, а также коэффициенты распределения ряда малых элементов зависят от температуры минералообразования и могут использоваться для грубой оценки условий метаморфизма. Впервые к биотитам и магнетитам метаморфических пород и гранитоидов применен метод многократной корреляции, позволивший установить иерархию ассоциаций малых элементов и изменения ее в разных породах при смене фациальных условий метаморфизма.

13. Показано, что исследование распределения изоморфных катионов в структурах твердых растворов (явления упорядочения), каковыми является большинство породообразующих силикатов, представляет большую важность в связи с принципиальной возможностью создания геотермометров и геобарометров на основе внутрикристаллического распределения элементов и его зависимости от термодинамических параметров кристаллизации твердых растворов, так как тепловые и объемные эффекты реакций внутрикристаллического обмена в общем не равны нулю.

Применение усовершенствованных методов рентгеноструктурных исследований, а также новых методов физики твердого тела, таких как инфракрасная и мёсбауэровская спектроскопия, позволило установить универсальность явлений упорядочения изоморфных катионов в структурах породообразующих минералов и выявить два типа упорядоченности катио-

нов: 1) упорядоченность как распределение однотипных атомов по системам эквивалентных позиций (I тип); 2) упорядоченность как регулярность расположения разнотипных катионов в пределах позиции одного сорта (II тип).

14. При оценке пригодности внутрикристаллического распределения для целей геотермо- и геобарометрии необходимо знать величины тепловых и объемных эффектов реакций внутрикристаллического обмена, степень отклонения распределения от идеальности, скорость и энергию активации реакции, предельную температуру ($T_{\text{пред}}$), ниже которой реакция внутрикристаллического обмена практически не происходит, и соотношение $T_{\text{пред}}$ с температурой кристаллизации минерала ($T_{\text{крист}}$). Естественно, что для геотермо-геобарометрических целей важны те минералы, в которых реакции перераспределения катионов имеют максимальный тепловой или объемный эффекты, которые протекают с минимальной скоростью и характеризуются высокими значениями $E_{\text{акт}}$ и $T_{\text{пред}}$, близкими к $T_{\text{крист}}$.

15. Оценка с таких позиций распределения закисного железа в структурах силикатов (ромбические пироксены, ромбические и моноклинные амфиболы) показала, что оно мало пригодно для целей геотермометрии в силу больших скоростей и малых энергий активации обменных реакций, а также достаточно низких по отношению к температурам кристаллизации $T_{\text{пред}}$. Лишь распределение Fe^{2+} в структурах амфиболов куммингтонит-грюнеритового и тремолит-актинолитового рядов может использоваться для оценки условий кристаллизации низкотемпературных образований (метаморфические породы фации зеленых сланцев, пумпеллит-актинолитовой, глаукофан-лавсонитовой и глаукофан-цеолитовой фаций; низкотемпературные метасоматиты, гидротермальные жилы), для которых $T_{\text{крист}} < T_{\text{пред}}$.

16. Распределение окисного Fe в структурах Fe—Mg силикатов представляется более перспективным для создания на его основе геотермометров, так как исследование этого распределения в структурах обыкновенных роговых обманок и актинолитов показало меньшие скорости реакции перераспределения Fe^{3+} и зависимость распределения Fe^{3+} от условий кристаллизации минерала.

17. Процессы упорядочения—разупорядочения II типа (изменение степени регулярности в расположении катионов в позиции одного сорта) обычно связаны с изменением правильности заселения позиций другого сорта и потому должны вызывать более глубокие изменения в структуре, чем процессы упорядочения—разупорядочения I типа. Надо полагать, что скорости процессов II типа значительно меньше скоростей упорядочения—разупорядочения I типа. Поэтому именно эти процессы должны явиться предметом дальнейших исследований с целью поисков новых геотермо- и геобарометров.

18. Линейный дискриминантный анализ составов сосуществующих минералов в парах гранат—биотит, ромбический—моноклинный пироксен, моноклинный пироксен—амфибол, гранат—амфибол, гранат—моноклинный пироксен из различных по термодинамическим условиям групп пород позволяет рекомендовать линейные дискриминантные функции в качестве одного из критериев определения термодинамических условий метаморфизма пород, или критерия отнесения образцов к определенному полю на P — T диаграмме. Эти функции являются многомерными критериями, разделяющими по составам минералов поля на петрогенетической диаграмме. Преимуществом их перед одномерными критериями (определение фациальных условий по содержанию того или иного катиона в составе минерала), широко используемыми до сих пор в геологической практике, является одновременное использование нескольких признаков (например, содержания нескольких катионов), обеспечивающее наименьшее рассеяние внутри групп и максимальное различие между группами, которые отвечают определенным полям на P — T диаграмме. Это существенно повышает достоверность определения принадлежности образца к одной из групп по сравнению с одномер-

ными критериями, так как в последнем случае имеет место значительно большее рассеяние значений признака внутри группы и более широкие области перекрытия составов минералов, образовавшихся в различных фациальных условиях. Надежность результатов повышается при одновременном использовании нескольких дискриминантных функций, например по составам каждого из сосуществующих минералов, а также по совокупности коэффициентов распределения элементов между ними. Вследствие того что области принятия определенного решения (области принятия гипотез о принадлежности образца к одной из двух предполагаемых групп) и области неопределенного решения для различных дискриминантных функций, разделяющие некоторые две группы, не совпадают, использование нескольких функций сужает область неопределенного решения.

Полученные нами результаты нельзя считать окончательными, так как группы образцов, для которых проводился дискриминантный анализ, характеризуют относительно широкие поля на P — T диаграмме, охватывая несколько субфаций, а в ряде случаев и фаций. В дальнейшем желательно проведение дискриминантного анализа для групп, характеризующих каждую субфацию.

19. Показано, что изучение включений минералообразующих сред в минералах открывает возможность для получения информации о P — T параметрах формирования метаморфических пород и, что особенно важно, о путях эволюции этих параметров при дальнейшей жизни пород. Тип включений позволяет также судить об агрегатном состоянии минералообразующих растворов, а смена этих типов во времени — об эволюции растворов. Эта информация является достаточно оригинальной, несмотря на ряд дискуссионных моментов в методах исследования включений. Эта дискуссионность обусловлена следующим: неточным определением состава включения, что необходимо для сопоставления включения с системой, экспериментально известной; недостаточным знанием о самой системе в условиях высоких P и T , как и отсутствием экспериментальных данных для систем сложного состава, в ряде случаев субъективностью корреляции T и P . Так как обе эти величины определяются по разным включениям либо по сочетанию разных методов, критерием правильности ее является совпадение полученных результатов с ожидаемыми по минеральным равновесиям, причем опыт работы, показал необходимость детального изучения последовательной смены минеральных парагенезисов. При отсутствии подобных петрографических наблюдений или критических парагенезисов невозможно оценить путь эволюции P — T для данного региона, поэтому предлагается определять два крайних пути эволюции метаморфизма на регрессивном этапе: I — когда спад давления осуществляется при T кульминации метаморфизма и II — когда максимальная T относится к максимальному P , а минимальная T — к минимальному P .

20. В результате проведенного изучения было установлено, что включения минералообразующей среды развиты в той или иной мере во всех минералах метаморфических пород, но наиболее благоприятными являются гиперстен и гранат, дистен и кварц. Наиболее полно включения отражают регрессивные этапы любого процесса: метаморфизма, диафтореза, ультраметаморфизма. Включения, связанные с прогрессивным этапом, единичны, причем в фациальной серии низких давлений они сохраняются чаще, чем в условиях высоких давлений. Эти включения по сравнению с другими, как правило, дают максимальные $T_{\text{гом}}$, сопоставимые с теми, что получаются по критическим минеральным парагенезисам, поэтому принято, что максимальные $T_{\text{гом}}$ при значительной статистике определений отвечают T кульминации метаморфизма (рис. 59). Для зон ультраметаморфизма получается различие в 50 — 100° между T для вмещающих пород и ультраметаморфогенных гранитоидов. Если это не ошибки эксперимента (сравнительная быстрота нагревания расплавных включений и кратковременность опытов, отсутствие внешнего давления на минерал, содержащий включения при гомогенизации), то, по-видимому, в зоне ультраметаморфизма возможно существо-

вание градиента температур. С другой стороны, почти нет различия в T высоко- и низкотемпературной амфиболитовой фации.

21. Проведенные исследования показывают, что в силу ограниченности областей применимости большинства из рассмотренных методов определения термодинамических параметров для каждой метаморфической фации может быть рекомендован свой метод или совокупность методов, дающих оптимальные результаты. Так, для высоко- и среднетемпературных фаций наиболее эффективно применение парагенетического анализа с использованием разработанной петрогенетической сетки, а также геотермометров, построенных на межфазовом распределении элементов, и дискриминантный анализ. Положительные результаты дает определение T и P на основе газовой-жидких включений в ряде минералов. Для низкотемпературной области удовлетворительные результаты могут быть получены при сочетании парагенетического анализа и исследования внутрифазового распределения элементов. Во всех случаях точность определения возрастает с увеличением числа образцов.

22. Показано существование различий в характере концентрации и распределения ряда малых элементов между минералами в природных метаморфических комплексах, сформировавшихся при разных T и P . Сделана попытка оценки термодинамических условий с использованием этих различий. Предложены термометрические кривые по распределению Ti и Mn между биотитом и амфиболом и Sc — между гранатом и биотитом. На минералах широкого интервала существования — биотите, кварце, магнетите показана связь геохимической специфики с T — P параметрами метаморфизма.

Несмотря на некоторые трудности, связанные со сложным влиянием ряда факторов на распределение малых элементов и недостаток экспериментальных данных, дальнейшие исследования по геохимии регионального метаморфизма несомненно расширят возможности термо- и барометрии по рассеянным элементам.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов В. А. О фазовых превращениях щелочных полевых шпатов. — В кн.: Ежегодник 1971 Сиб. ГЕОХИ. Новосибирск, 1972, с. 341—345.
- Абрамов В. А., Вольтнец О. Н. К изучению стекловатых включений во вкрапленниках вулканических пород. — Геол. и геоф., 1973, № 8, с. 126—131.
- Баженова Г. Н. Состав газовых включений в анортозитах Каларского массива и в ассоциирующих с ними чарнокитах и сиенитах как показатель условий метаморфизма. — Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 1, с. 198—200.
- Базаров Л. Ш. Установка для замораживания включений в минералах. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 4. Новосибирск, 1966, с. 231—234.
- Базаров Л. Ш., Косале Я. А., Сенниа В. А. Включения магматических расплавов в кварце мелкозернистых биотитовых гранитов. — Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 4, с. 856—858.
- Базаров Л. Ш., Моторина И. В. Изучение включений в минералах методом замораживания. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. II. М., 1970, с. 282—292.
- Базаров Л. Ш., Косале Я. А. Термодинамические условия формирования редкометалльных пегматитов и апогранитов. I Междуна. геохим. конгр. Т. III, кн. 2. М., 1972, с. 385—395.
- Базарова Т. Ю., Соболев В. С. Две генерации включений расплава в породообразующих минералах однопита. — Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 3, с. 677—678.
- Бакуменко И. Т. Петрологические аспекты изучения включений расплавов в минералах. — В кн.: Петрология. М., 1972, с. 128—135.
- Бакуменко И. Т., Коляго С. С., Соболев В. С. Проблема интерпретации термометрических исследований стекловатых включений в минералах и первые результаты проверки на искусственных включениях. — Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 5, с. 1127—1130.
- Бершов Л. В., Крылова М. Д., Сперанский А. В. Электронно-дырочные центры $O-Al^{3+}$ и Ti^{3+} в кварце как показатель температурных условий регионального метаморфизма. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 10, с. 113—118.
- Бобриневич А. П., Смирнов Г. Н., Соболев В. С. К минералогии ксенолитов гроссулар-пироксен-дистеновой породы (гросспидиты) из кимберлитов Якутии. — Геол. и геогр., 1960, № 3, с. 18—25.
- Бондаренко Л. П. Алумокремнистые метасоматиты из комплекса регионально-метаморфизованных пород (Кольский полуостров). — В кн.: Ультраматморфизм и метасоматоз М.—Л., 1966, с. 88—99.
- Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л., 1968, с. 168.
- Братусь М. Д., Стасюк З. В., Панчишин Р. С. Определение состава газов индивидуальных включений в кварцах из пегматитов на омегатропном масс-спектрометре. — ДАН СССР, 1968, т. 183, № 4, с. 928—930.
- Бурков Ю. К. Линейные парагенезисы малых элементов в осадочных толщах как индикаторы условий седиментогенеза. — В кн.: Физические и химические процессы и фаши. М., 1968, с. 22—26.
- Бурков Ю. К. Определение условий формирования метаморфизованных осадочных образований путем изучения ассоциаций и рядов подвижности химических элементов. — В кн.: Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 4. Л., 1972, с. 252—260.
- Бутузов В. П., Хетчиков Л. Н., Шапошников А. А. Включения в искусственных кристаллах и их значение для термобарометрии минералов. — Матер. III Всесоюзн. сов. по минерал., термобарометрии и геохимии глубинных минерало-

- образующих растворов. Тр. Всесоюзн. научно-иссл. ин-та синтеза минер. сырья, 1971, т. XIV, с. 7—14.
- Бушляков И. Н. Содержание титана в амфиболах и биотитах из гранитоидов как показатель условий их формирования. — Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 4, с. 924—927.
- Вартанова Н. С. Сравнительная характеристика гранитоидов Цаган-Олуевского и Кондуевского массивов. — Геол. и геофиз., 1964, № 9, с. 25—38.
- Вартанова Н. С., Щербаклова З. В. О температурах постмагматических процессов в гранитоидах. — Докл. АН СССР, 1964, т. 159, № 6, с. 1297—1300.
- Вартанова Н. С., Щербаклова З. В. Характеристика постмагматических процессов в гранитоидах Восточного Забайкалья на основе термометрических исследований. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 6. Новосибирск, 1971, с. 202—216.
- Великославинский Д. А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений (на примере Северо-Байкальской и Северо-Ладжской областей развития метаморфической зональности). Л., 1972. 189 с.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., 1969. 244 с.
- Вишневский А. Н., Табунов С. М. К минералогии и петрографии некоторых желваков, встречающихся в кимберлитах южной части Средне-Олеёвского района. — Тр. науч.-иссл. ин-та геол. Арктики, 1959, 107, с. 51—59.
- Володичев О. И. Метаморфизм фации дистеновых и дистен-мусковитовых гнейсов (на примере Беломорского комплекса). Л., 1975. 170 с.
- Вукалович М. П., Алтуни В. В. Теплофизические свойства двуокиси углерода. М., 1965. 455 с.
- Галибин В. А., Копейкин Н. Н., Седова И. С. РТ-параметры формирования метаморфической зональности в породах Цаган-Олуевского массива и особенности состава полевых шпатов (Восточное Забайкалье). — Вестник ЛГУ. Сер. геол. и геогр., 1973, вып. 4, № 24, с. 23—36.
- Гасоян М. С. ИК-спектроскопия жильного кварца и ее применение для определения условий образования оловорудных месторождений. — Автореф. канд. дис., М., 1971. 29 с.
- Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л., 1965. 290 с. Авторы: Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Крылова М. Д., Нелов А. Н., Седова И. С.
- Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л., 1970. 227 с. Авторы: Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Сергеев А. С., Петров В. П., Харитонов А. Л.
- Гельман М. Л. Новая находка жедрита в СССР. — ДАН СССР. Сер. геол., 1961, т. 141, № 3, с. 709—712.
- Глебовицкий В. А. Фациальные серии и эволюция метаморфических поясов. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 71—91.
- Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., 1973. 127 с.
- Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Судовиков Н. Г. Полиметаморфизм докембрия южного обрамления Алданского щита. — МГК, XXII сессия, докл. сов. геол., проблема № 10, М., 1964, с. 260—269.
- Глебовицкий В. А., Косой А. Л., Нагайцев Ю. В. Определение температуры и давления по составам минералов в парагенезисе биотит—гранат—кордиерит. — ДАН СССР, 1972, т. 204, № 4, с. 948—951.
- Гольдсмит Ю. Р., Лавес Ф. Соотношения устойчивости микроклина и санидина. — В кн.: Полевые шпаты, 2-й сб. ст. М., 1956, с. 204—230.
- Граниты Кольского полуострова и Карелии. Часть I. Граниты северо-восточной части Кольского полуострова. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 15, 1963. 160 с. Авторы: Маслеников В. А., Бондаренко Л. П., Прияткина Л. А., Дагелайский В. Б.
- Гранулитовая фация метаморфизма. Л., 1972. 255 с. Авторы: Другова Г. М., Глебовицкий В. А., Климов Л. В., Никитина Л. П., Прияткина Л. А.
- Гринберг Г. А. Докембрий Охотского массива. М., 1968. 185 с.
- Груза В. В., Марковский Б. А. Линейные дискриминантные функции как критерий классификации магматических пород при формационном анализе. — В кн.: Математические методы в геологии. Вып. 1. Л., 1968, с. 14—30.
- Грушкин Г. Г., Приходько П. Л. Об изменении химического состава, концентрации и pH газово-жидких включений в ряде последовательных генераций флюорита. — Зап. Всесоюзн. минер. общ., 1952, ч. 81, вып. 2, с. 120—126.
- Дагелайский В. Б., Крылова М. Д. Скандий в биотите как геотермометр. — Геохимия, 1973, № 1, с. 67—73.
- Добрецов Н. Л. Лавсонит-глаукофановые и глаукофановые сланцы СССР и некоторые проблемы метаморфизма орогенных поясов СССР. — МГК, XXIII сессия, докл. сов. геол., проблема № 3, М., 1968, с. 31—39.
- Добрецов Н. Л. Глаукофан-сланцевые и эклогит-глаукофан-сланцевые комплексы СССР. Новосибирск, 1974. 430 с.
- Докембрий юго-восточной части Саяна и западной части хребта Хамар-Дабана. — В кн.: Докембрий Восточного Саяна. — Тр. ЛАГЕД, 1964, вып. 18, с. 123—268.

- Авторы: Никитина Л. П., Митрофанов Ф. П., Бузиков И. П., Дав В. Н., Авдо-
цев Н. А.
- Д о л г о в Ю. А. Включения в минералах метаморфических пород как показатель усло-
вий метаморфизма. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии.
Т. II. М., 1970, с. 272—281.
- Д о л г о в Ю. А. Б а з а р о в Л. Ш. Камера для исследования включений минерало-
образующих растворов и расплавов при высоких температурах. — В кн.: Минерало-
гическая термометрия и барометрия. М., 1965, с. 118—122.
- Д о л г о в Ю. А., М а к а г о н В. М., С о б о л е в В. С. Жидкие включения в ди-
стене из метаморфических пород и пегматитов Мамского района (Северо-Восточное
Забайкалье). — ДАН СССР, 1967, т. 175, № 2, с. 444—447.
- Д о л г о в Ю. А., Б а з а р о в Л. Ш., Б а к у м е н к о И. Т. Метод определения
давления во включениях с помощью совместного применения гомогенизации и крио-
метрии. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. II. 1968, с. 9—16.
- Д о л г о в Ю. А., М е л ь г у н о в С. В., Ш у г у р о в а Н. А. Термодинамические
условия формирования метаморфических пород Южно-Чуйского хребта. — Докл.
АН СССР, 1970, т. 192, № 4, с. 892—895.
- Д о л г о в Ю. А., Ш у г у р о в а Н. А. Исследования состава индивидуальных газо-
вых включений. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной мине-
ралогии. — Труды ИГ и СО АН СССР, Новосибирск, 1966, т. 4, с. 173—181.
- Д о р о г о в и н Б. А. Включения в метаморфических и магматических породах одного
из районов Алданского щита. — Тез. докл. IV регул. совещ. по термобарогеохимии
процессов минералообр., Ростов, 1973, с. 233—235.
- Д р у г о в а Г. М. К характеристике гранулитовой фации Алдана. — Тр. ЛАГЕД
АН СССР, вып. 9, 1960, с. 265—275.
- Д р у г о в а Г. М. Высокотемпературный диафорез в докембрии р. Зеп. — Геол. и гео-
физ., 1969, № 9, с. 45—54.
- Д р у г о в а Г. М., Г л е б о в и ц к и й В. А. Некоторые закономерности изменения
состава граната, биотита, роговой обманки при региональном метаморфизме. —
В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. Л., 1965, с. 33—
46.
- Д р у г о в а Г. М., Т а л д ы к и н а К. С. Бластомилонитизация и высокотемператур-
ный диафорез в гнейсах кольской серии. — В кн.: Региональный метаморфизм
и метаморфогенное рудообразование. Л., 1970, с. 124—136.
- Д р у г о в а Г. М., М о с к о в ч е н к о Н. И. Петрогенетическое значение гранатов
Юго-Западного Памира. — Докл. АН СССР. Сер. геол., 1973, т. 212, № 2, с. 463—466.
- Д р у г о в а Г. М., П р и я т к и н а Л. А. Эволюция метаморфизма зерендинской
серии Кокчетавского массива. — Изв. АН КазССР, 1974, № 5, с. 1—10.
- Д у к В. Л. Краткий очерк тектонической эволюции восточной части Балтийского
щита. — В кн.: Минералогическая специализация пегматитов восточной части
Балтийского щита. Л., 1976.
- Д ю ф у р М. С., К о т о в Н. В. Термодинамические условия проявления процессов
метаморфизма и метасоматоза в породах восточной части Центрального Памира. —
Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 10, с. 50—65.
- Д ю ф у р М. С., П о п о в а В. А., К р и в е ц Т. Н. Альпийский метаморфический
комплекс восточной части Центрального Памира. Л., 1970. 128 с.
- Е р м а к о в Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Харьков, 1950.
460 с.
- Е р м а к о в Н. П. Геохимические системы включений в минералах. М., 1972. 375 с.
- Е р м а к о в Н. П., Д о л г о в Ю. А. Перспективы приложения минералогической
термобарометрии к решению петрологических проблем. — Изв. АН СССР. Сер.
геол., 1970, № 5, с. 48—57.
- З а к р у т к и й В. В., Г р и г о р е н к о И. В. Титан и щелочи в биотитах при мета-
морфизме. — Докл. АН СССР, 1968, т. 178, № 3, с. 683—686.
- З а х а р ч е н к о И. З. О специализации гранитов и условиях образования связанных
с ними месторождений. — I Междун. геохим. конгресс СССР, М., 20—25 июля, 1971,
с. 396—409.
- И с п о л ь з о в а н и е колебаний OH^- для определения заселенности октаэдрических
позиций в структурах амфиболов состава $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_{2-3}(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mg}, \text{Al})_5(\text{Si}, \text{Al})_7\text{O}_{11}(\text{OH})_2$. — Геохимия, 1973, № 11, с. 1661—1668. Авторы: Никитина Л. П.,
Петкевич Э. З., Свердлов О. В., Христофоров К. К.
- К а л ю ж н ы й В. А. К изучению состава минералов-узников многофазовых вклю-
чений. — Минер. сб. Львовск. геол. общ., 1958, № 12, с. 116—128.
- К а л ю ж н ы й В. А. Методы и результаты геобарометрии по газовой-жидким вклю-
чениям. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1965, с. 24—36.
- К а л ю ж н ы й В. А. Перенаполнение жидких включений в минералах и его генети-
ческое значение. — Минер. сб. Львовск. ун-та, 1971, № 25, вып. 2, с. 124—131.
- К а л ю ж н ы й В. А., С в о р е н ь И. М., П л а т о н о в а Э. Л. Опыт применения
масс-спектрометра МХ-1303 для газового анализа флюидных включений и вопросы
определения содержания в них водорода. — Тез. докл. IV регион. сов. по термо-
барогеохимии процессов минералообразования. Ростов, 1973, с. 306—307.

- Карпов И. К., Киселев А. И., Летников Ф. А. Химическая термодинамика в петрологии и геохимии. Иркутск, 1971. 385 с.
- Капо Х., Курода И. Метаморфизм плато Абакума со специальным рассмотрением сосуществования андалузита, кианита и силлиманита. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М., 1969, с. 95—105.
- Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М., 1974. 100 с.
- Кеппежинская К. Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. Новосибирск, 1965. 135 с.
- Кеппежинская К. Б. Неоднородность давления при метаморфизме зонального комплекса Южно-Чуйского хребта (Горный Алтай). — Докл. АН СССР, 1974, т. 196, № 1, с. 192—195.
- Кеппежинская К. Б. Влияние давления на состав гранатов среднетемпературных метapelитов. — Докл. АН СССР. Сер. геол., 1972, т. 203, № 1, с. 196—199.
- Кеппежинская К. Б., Хлестов В. В. Статистический анализ минералов группы эпидота и их парагенетические типы. М., 1971. 310 с.
- Кинетика процессов разупорядочения Fe^{2+} в структурах ромбических пироксенов. — Докл. АН СССР. Сер. геол., 1974, т. 214, № 4, с. 909—912. Авторы: Христофоров К. К., Никитина Л. П., Крижанский Л. М., Екимов С. П.
- Кинетика упорядочения альбита в щелочных гидротермальных растворах. — Геохимия, 1973, № 1, с. 35—43. Авторы: Щекина Т. И., Сендеров Э. Э., Бычков А. М., Тобелко К. М.
- Кицул В. И. Химические анализы биотитов из метаморфических пород пенгурской серии и угринского комплекса Алданского щита. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., 1966а, с. 241—245.
- Кицул В. И. Химический состав и физические свойства гранатов из метаморфических пород пенгурской серии и угринского комплекса Алданского щита. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., 1966б, с. 233—240.
- Кицул В. И. Оптические свойства и химический состав пироксенов из метаморфических пород пенгурской серии Алданского щита. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., 1966в, с. 204—221.
- Кицул В. И. Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского щита. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 71—91.
- Кицул В. И., Шкоджинский В. С., Зедгенизов А. Н. Физико-химический анализ условий образования граната в основных кристаллических сланцах гранулитовой фации. — В кн.: Петрология гранулитовой фации Алданского щита. М., 1973, с. 4—28.
- Клевцов П. В., Леммлейн Г. Г. Определение минимального давления образования кварца на примере кристаллов Северного Памира. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1959, ч. 88, вып. 6, с. 661—666.
- К методике определения давления по включениям в кварце. — Труды ИГРИ, 1963, т. 39, с. 92—100. Авторы: Польшковский В. С., Ройзенман Ф. М., Максарева Т. С., Фокеев В. М.
- Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., 1957. 184 с.
- Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., 1967. 98 с.
- Кориковский С. П. Граница ставролитовой субфации метаморфизма в области низких давлений. — Докл. АН СССР, 1969а, т. 184, № 1, с. 195—198.
- Кориковский С. П. Влияние глубинности на соотношение метаморфических зон в насыщенных K_2O метapelитовых сланцах и роговиках. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Т. I. М., 1969б, с. 106—141.
- Кориковский С. П. Влияние глубинности на парагенезисы недосыщенных K_2O высокоглиноземистых метapelитов. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Т. II. М., 1970, с. 59—87.
- Кориковский С. П. Малоуглубленный ставролит-андалузит-силлиманитовый тип регионального метаморфизма в докембрии хр. Кодар (Восточная Сибирь). — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 152—166.
- Косой А. Л., Франк-Каменецкий В. А. Об определении характера заполнения позиций изоморфными элементами. — Кристаллография, 1973, т. 18, вып. 4, с. 737—740.
- Косой А. Л., Малкова Л. А., Франк-Каменецкий В. А. Кристаллическая характеристика ромбических пироксенов. — Кристаллография, 1974, т. 19, вып. 2, с. 282—288.
- Котов Н. В. Термодинамика процессов ката- и метагенеза (по экспериментальным и природным данным). — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1976, с. 147—159.
- Крамбейн У., Кайфмен М., Мак-Кеммон Р. Модели геологических процессов. М., 1973, с. 136—145.
- Крылова М. Д. Основные результаты сравнительного изучения характера миграции вещества при ультраметаморфизме в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. — В кн.: Эволюция вещества при ультраметаморфизме. Л., 1972, с. 86—90.

- Крылова М. Д., Галибин В. А. Геохимические особенности акцессорного магнетита как показатель условий минералообразования. — Геохимия, 1977, № 5.
- Крылова М. Д., Дагелайский В. Б., Орловская К. В. О закономерностях распределения скандия между минералами метаморфических пород. — Геохимия, 1970, № 10, с. 1183—1193.
- Крылова М. Д., Прияткина Л. А. Гиперстен-силлиманитовая ассоциация в гранулитовом комплексе Порьей Губы (юго-запад Кольского полуострова) — Докл. АН СССР. Сер. геол. 1976, т. 226, № 3, с. 661—664.
- Кузнецова Л. Г. Применение ИКС для определения степени упорядоченности К—Na полевых шпатов. Минер. сб. Львовск. гос. ун-та, № 25, вып. 7, 1971, с. 18—26.
- Кулиш Е. А. Кварциты архея в южной части Алданского щита. Магадан, 1964. 119 с.
- Леммлейн Г. Г., Клевцов П. В. Соотношение термодинамических параметров PT для воды и 30% растворов NaCl. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1956, ч. 85, вып. 4, с. 529—534.
- Леммлейн Г. Г., Клевцов П. В. Соотношение основных термодинамических параметров для части системы $H_2O-NaCl$. — Геохимия, 1961, № 2, с. 134—142.
- Леников А. М., Щека Ж. А. Об эклогитовых кристаллических сланцах джугджурской части Становой зоны. — Изв. АН СССР, 1974, № 2, с. 135—139.
- Летников Ф. А., Шкандрий Б. О. Флюидный режим прогрессивного метаморфизма и связанных с ним палингенных образований. — Тез. докл. IV регион. сов. по термобарогеохимии процессов минералообразования. Ростов, 1973, с. 224—226.
- Летников Ф. А., Шкандрий Б. О. Флюидный режим метаморфизма. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма Л., 1976, с. 79—86.
- Литвин А. Л. Кальциевые амфиболы. Киев, 1973. 152 с.
- Лутц Б. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М., 1964. 123 с.
- Лутц Б. Г. Парагенетический анализ гранитизированных высокоглиноземистых пород Алдана. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., 1966, с. 159—182.
- Лутц Б. Г., Копанева Л. Н. Пироп-сапфириновая порода Анабарского массива и условия ее метаморфизма. — Докл. АН СССР, 1968, т. 179, № 5, с. 1200—1202.
- Ляхов Ю. В. Погрешности при определении давления минералообразования по газовой-жидким включениям с галитом, их причины и пути устранения. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1973, ч. СII, вып. 4, с. 385—393.
- Маракушев А. А. Парагенезис пересыщенных глиноземом архейских кристаллических сланцев Алданского щита. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., 1961, с. 265—282.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., 1965. 327 с.
- Маракушев А. А. Влияние температуры на равновесие оливинов и пироксенов. — В кн.: Физико-химические и другие вопросы метаморфизма и метасоматизма. М., 1967, с. 7—16.
- Маракушев А. А. Особенности метаморфизма древних толщ на Дальнем Востоке. Труды выездной сессии СЗ АН СССР в Хабаровске, т. III. Магматизм и метаморфизм, 1968а, с. 13—26.
- Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., 1968б. 200 с.
- Маракушев А. А. Теплоемкость, энтропия и химические связи в минералах. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М., 1969, с. 172—242.
- Маракушев А. А. Устойчивость альмандина и его парагенезисы. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., 1970, с. 17—32.
- Маракушев А. А., Полин Ю. К. Эклогитовые кристаллические сланцы в докембрийских метаморфических комплексах и условия их образования. Сиб. отд. АН СССР, Геол. и геофиз., 1962, № 1, с. 2—19.
- Маракушев А. А., Мишкин М. А., Тарарин И. А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М., 1971. 134 с.
- Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. — I Междунар. геохим. конгресс, т. III, кв. I. М., 1973, с. 3—14.
- Маслова И. Н. Ультрамикрохимическое исследование состава жидкой и газовой фаз двухфазовых включений кварцев Волыни. — Геохимия, 1961, № 2, с. 169—173.
- Материалы к изучению минералогии Северо-Западного Приладожья. — В кн.: Минералогия и геохимия. Вып. 1. Л., 1964, с. 131—156. Авторы: Лебедев В. И., Нагайцев Ю. В., Потоцкая В. Е., Прудников Е. Д., Шапкина Ю. С., Юров Г. М.
- Медведева И. Е. Генезис эклогитов Макбальского подъятия (Северный Тянь-Шань). — Изв. вузов, Геология и разведка, 1960, № 11, с. 41—60.
- Медведева И. Е. Эклогиты. — В кн.: Итоги науки: геохимия, минералогия, петрография. М. 1965, с. 3—52.
- Мельник Ю. П. Термодинамические свойства сжатых газов и некоторые особенности метаморфических реакций с участием воды и двуокси углерода. — Геохимия, 1972, № 6, с. 654—662.

- Мельников Ф. П. Предварительные результаты криометрических исследований минералообразующих растворов во включениях. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1965, с. 129—134.
- Метаморфические комплексы и пояса восточной части Балтийского щита. — В кн.: *Метаморфические пояса СССР*. Л., 1971, с. 5—23. Авторы: Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Московченко Н. И., Прияткина Л. А., Пушкарёв Ю. Д.
- Миллер Р. Л., Кан Дж. С. Статистический анализ в геологических науках. М., 1965, с. 252—282.
- Миллер Ю. В., Седова И. С., Другова Г. М. Структура докембрийского основания Альпийского складчатого пояса на примере Юго-Западного Памира. — *Геотектоника*, 1977, № 2, с. 58—69.
- Мишкин М. А., Шкодинский В. С., Лаговская Е. А. Новые данные по петрологии метаморфического комплекса полуострова Тайгонос. — *Докл. АН СССР*, 1969, т. 184, № 5, с. 1165—1168.
- Московченко Н. И. Некоторые закономерности эволюции процессов метаморфизма гранит-силлиманитового типа (на примере Северной Карелии). — В кн.: *Метаморфические пояса СССР*. Л., 1971, с. 34—51.
- Московченко Н. И. Роль горизонтальных движений в развитии докембрийских комплексов Юго-Западного Памира. — *Докл. АН СССР. Сер. геол.*, 1975, т. 222, № 2, с. 425—428.
- Московченко Н. И., Другова Г. М. Петрогенетическое значение парагенезисов богатых кальцием пород для высокотемпературных глубинных метаморфических комплексов. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1975, № 7, с. 35—44.
- Наумов В. Б. Термометрические исследования включений расплава во вкрапленниках кварца кварцевых порфиров. — *Геохимия*, 1969, № 4, с. 494—498.
- Наумов В. Б., Малинин С. Д. Новый метод определения давления по газожидким включениям. — *Геохимия*, 1968, № 4, с. 432—441.
- Наумов В. Б., Поляков А. И. Термометрическое исследование включений в минералах пород базальт-риолитового ряда рифтовой зоны Исландии. — *Геохимия*, 1974, № 5, с. 701—707.
- Никитина Л. П., Зевелева Е. Е., Марчак В. П. Изоморфизм железа и магния в сосуществующих железно-магнезиальных минералах основных гранулитов Восточного Саяна. — *Геохимия*, 1967, № 8, с. 947—953.
- Николаев В. А. О процессах осмотической дистилляции и растворении газовой фазы в силикатных системах. — *Зап. ВМО*, 1955, т. 84, № 4, с. 389—404.
- Об условиях генерации и кристаллизации анатектических магм при метаморфизме (по данным изучения расплавных включений). — В кн.: *Термодинамический режим метаморфизма*. Л., 1976, с. 176—181. Авторы: Бакуменко И. Т., Соболев В. С., Томиленко А. А., Чупин В. П.
- Особенности минералогии и генезиса эцлогит-глаукофансланцевых комплексов (на примере Южного Урала). — *Геология и геофизика*, 1971, № 7, с. 3—15. Авторы: Добрецов Н. Л., Лаврентьев Ю. Г., Пospelова Л. Н., Соболев Н. В., Соболев В. С.
- О распределении элементов между сосуществующими минералами и проблемы геологической термометрии и барометрии. — В кн.: *I Междунар. геохим. конгр.*, т. 3, кн. 1, М., 1971, с. 100—113. Авторы: Глебовицкий В. А., Никитина Л. П., Другова Г. М., Московченко Н. И., Прияткина Л. А.
- Панеях Н. А., Федорова М. Е. Равновесие роговая обманка—биотит в гранитоидах. — *Вестник МГУ. Сер. геол.*, 1973, № 4, с. 94—98.
- Перчук Л. Л. Ставролит-гранатовый термометр. — *Докл. АН СССР*, 1960, т. 186, № 6, с. 1405—1407.
- Перчук Л. Л. Парагенезис нефелина со щелочным полевым шпатом как показатель термодинамических условий минерального равновесия. — *Докл. АН СССР*, 1965, т. 161, № 4, с. 932—933.
- Перчук Л. Л. Анализ термодинамических условий минеральных равновесий в амфибол-гранатовых породах. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1967а, № 3, с. 57—83.
- Перчук Л. Л. Пироксен-гранатовое равновесие и фации глубинности эцлогитов. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1967б, № 11, с. 41—86.
- Перчук Л. Л. Принципы влияния температуры и давления на равновесия природных железо-магнезиальных минералов. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1968, № 12, с. 3—30.
- Перчук Л. Л. Некоторые количественные оценки $P-T$ условий петрологических процессов. — *Геология и геофизика*, 1969, № 8, с. 142—146.
- Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., 1970. 391 с.
- Перчук Л. Л. Термодинамический режим метаморфизма. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1972, № 12, с. 46—60.
- Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М., 1973. 318 с.
- Перчук Л. Л., Карпов И. К. Термодинамические свойства углекислого газа при $100 \leq P \leq 10000$ бар и $100 \leq t \leq 1000^\circ$ С. — В кн.: *Очерки физико-химической петрологии*. М., 1975, с. 221—234.
- Перчук Л. Л., Федькин В. В. Вывод $P-T$ диаграмм для равновесий минералов переменного состава. — В кн.: *Очерки физико-химической петрологии*. М., 1974, с. 162—175.
- Петрология верхней мантии. М., 1968. 334 с.

- П и з н ю р А. В. К определению давления по многофазным включениям. — Минер. сб. Львовск. гос. ун-та имени Ив. Франко, 1968, вып. 2, № 22, с. 168—170.
- П и з н ю р А. В. Основы термобарогеохимии. Ч. I. Методы барометрии, Львов, 1973а. 84 с.
- П и з н ю р А. В. Основы термобарогеохимии. Ч. II. Методы термометрии, Львов, 1973б. 106 с.
- П и н а е в а Н. И. Некоторые особенности формирования пород Колчеданной формации Северо-Восточной Карелии. — В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, 1970, с. 228—236.
- П о п о в а В. А. Метаморфическая и метасоматическая зональность в карбонатных породах восточной части Центрального Памира. — Вестник ЛГУ. Сер. геол. и геогр., 1972, № 12, с. 43—51.
- П р и м е р использования рентгеновского микроанализатора при изучении минерального состава кимберлитов. — Зап. Всесоюз. минер. общ., вып. 1, 1974, ч. 103, с. 85—94. Авторы: Харьков А. Д., Добрецов Н. Л., Лаврентьев Ю. Г., Чумирин К. Г.
- Р а с п р е д е л е н и е элементов между сосуществующими минералами и проблемы геологической термо- и барометрии. — В кн.: Международный геохимический конгресс, III. Кн. 1. Метаморфизм и метасоматоз. М., 1972, с. 110—112. Авторы: Глебовицкий В. А., Никитина Л. П., Другова Г. М., Московченко Н. И., Прияткина Л. А.
- Р а с п р е д е л е н и е железа в структурах кальциевых амфиболов по данным мессбауэровской спектроскопии. — Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 4, с. 931—934. Авторы: Христоворов К. К., Никитина Л. П., Крижанский Л. М., Екимов С. П., Литвин А. Л.
- Р а с п р е д е л е н и е Fe^{2+} и геометрия катион-кислородных полиэдров в структурах ромбических пироксенов при различных температурах, по данным мессбауэровской спектроскопии. — Геохимия, 1974, № 1, с. 59—70. Авторы: Крижанский Л. М., Никитина Л. П., Христоворов К. К., Екимов С. П.
- Р е д д е р Э. Флюидные включения как реликты рудообразующих флюидов. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1970, с. 428—478.
- Р я б ч и к о в И. Д. Термодинамическое вычисление коэффициентов распределения изоморфных примесей в силикатных системах. — Геохимия, 1962, № 8, с. 720—731.
- Р я б ч и к о в И. Д. Новая диаграмма для двуполевошатового геологического термометра, построенная при помощи термодинамической обработки экспериментальных данных. — Докл. АН СССР. Сер. геол., 1965а, т. 165, № 3, с. 672—675.
- Р я б ч и к о в И. Д. Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. М., 1965б. 178 с.
- С а т т о н Дж. Современные представления о факторах, контролирующих метаморфизм. — В кн.: Природа метаморфизма. М., 1967, с. 24—48.
- С е д о в а И. С. Минералы ультраметаморфогенных гранитоидов. — В кн.: Эволюция вещества при ультраметаморфизме. Л., 1972, с. 117—133.
- С е д о в а И. С. Термодинамические условия формирования некоторых метаморфических образований по данным изучения минералообразующих сред. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1976, с. 182—191.
- С е д о в а И. С., К о т о в Н. В. Фазовые превращения К-полевых шпатов, гранитоидов и гранитоидов в процессах деформаций пород при прогрессивном и наложенном региональном метаморфизме. — В кн.: Региональный метаморфизм и рудообразование. Л., 1969, с. 52—67.
- С е н д е р о в Э. Э. Факторы, определяющие образование упорядоченных форм алюмосиликатов (на примере альбита). — В кн.: I Междунар. геохим. конгр. СССР. Т. I, М., 1972, с. 125—134.
- С е н д е р о в Э. Э., Т. И. Щ е к и н а, Т о б е л к о К. И. Изучение кристаллизации низкого альбита. — Геохимия, 1971, № 8, с. 963—973.
- С и в о р о н о в А. А., Р о с с и х и н а А. И. Особенности термобарогеохимических условий высокотемпературного метаморфизма в раннем докембрии. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1976, с. 191—196.
- С и д о р е н к о Е. Ф. Железо-магнезиальные минералы метаморфических пород Приднестровья. — Минер. сб. Львовск. геол. общ., 1961, № 15, с. 189—197.
- С и н и ц а С. М. Новые данные о строении Цаган-Олуевского гранитного массива. — Материалы по геологии и полезн. ископ. Читинской обл., вып. 1, М., 1963, с. 74—82.
- С и н и ц а С. М. Мезозойские окаймленные гнейсовые купола в Юго-Восточном Забайкалье. — Докл. АН СССР, 1965, т. 160, № 4, с. 918—920.
- С и н и ц а С. М. Ц а г а н - О л у е в с к и й окаймленный гнейсовый купол и роль метаморфизма в его формировании. — Автореф. канд. дис. Хабаровск, 1970.
- С м и т Ф. Г. Физическая геохимия. М., 1968. 475 с.
- С о б о л е в В. С. Введение в минералогию силикатов. Львов, 1949. 331 с.
- С о б о л е в В. С. О роли давления при минералообразовании. — Минер. сб. Львовск. геол. общ., 1955, № 9, с. 17—22.
- С о б о л е в В. С. Роль давления при метаморфизме. — МГК, XXI сессия, докл. сов. геол., проблема 14. Киев, 1960.
- С о б о л е в В. С. О давлении при процессах метаморфизма. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., 1961, с. 7—17.
- С о б о л е в В. С., Б а з а р о в а Т. Ю. О температуре кристаллизации дистена в пегматитах. — Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 4, с. 920—922.

- Соболев В. С. Физико-химические особенности минералообразования в земной коре и верхней мантии. — Геол. и геофиз., 1964, № 1, с. 7—22.
- Соболев Н. В., Кузнецова И. К. Новые данные по минералогии эглогитов из кимберлитовых трубок Якутии. — Докл. АН СССР, 1965, т. 163, № 2, с. 471—474.
- Совместная растворимость воды и углекислоты в расплавах гранитного и базальтового состава при высоких давлениях. — Геохимия, 1972, № 12, с. 1549—1560. Авторы: Кадик А. А., Лукоин О. А., Лебедев, Коровушкина Э. Е.
- Сотношения между андалузитом, кванцитом и силлиманитом в условиях умеренных температур и давлений. — Геохимия, 1963, № 3, с. 219—228. Авторы: Хитаров Н. И., Пугин В. А., Чжао-Бин, Слущкий А. В.
- Структура северо-восточной части Агинского массива (Восточное Забайкалье). — Геотектоника, 1973, № 2, с. 72—83. Авторы: Миллер Ю. В., Милькевич Р. И., Глебовицкий В. А., Давыдов Г. В.
- Сokolov Ю. М. Региональный метаморфизм и пегматитовосность мамской серии водораздела рек Чан и Б. Чуи (Северо-Байкальское нагорье). — В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций. М.—Л., 1965, с. 115—139.
- Тарасов В. И., Никитина Л. П. О возможности использования угла оптических осей и параметров элементарной ячейки в качестве критериев упорядоченности Fe^{2+} и Mg в структурах ромбических пироксенов. — Зап. Всесоюзн. минер. общ., 1974, ч. 103, вып. 2, с. 268—271.
- Тарасов В. И., Никитина Л. П., Екимов С. П. Кристаллооптический и рентгенометрический методы определения катионов в структурах ромбических пироксенов. — Зап. Всесоюзн. минер. общ., 1975, ч. 104, вып. 6, с. 748—750.
- Татришвили Н. Ф. Об открытии эглогитов на Большом Кавказе. — Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 4, с. 944—946.
- Туре Ж. Мигматизация ленточных гнейсов «Алас» (Южная Норвегия). — В кн.: I Междунар. геохим. конгр. СССР. Т. III, М., 1972, с. 131—147.
- Удовкина Н. Г. Эглогиты Полярного Урала. Особенности их вещественного состава и генезиса. — Канд. дис., М., 1966.
- Упорядочение Fe^{2+} , Mg в пироксенах из оливин-гиперстеновых хондритов по данным мессбауэровской спектроскопии. — Геохимия, 1973, № 9, с. 1328—1335. Авторы: Малышева Т. В., Лаврухина А. К., Стахеева С. А., Сатарова Л. М.
- Упорядоченность катионов в структурах высокоглиноземистых ромбических пироксенов. — Минер. сб. Львовск. ун-та, 1976, № 30, вып. 1. Авторы: Никитина Л. П., Екимов С. П., Крижанский Л. М., Христофоров К. К.
- Ушакова Е. Н. Биотиты метаморфических пород. М., 1971. 346 с.
- Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., 1962. 414 с.
- Фации высокотемпературного и среднетемпературного метаморфизма и ультраметаморфизма. — В кн.: Принципы составления карт метаморфизма и некоторые общие проблемы петрологии. Новосибирск, 1972, с. 57—73. Авторы: Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Крылова М. Д., Климов Л. В., Московченко Н. И., Никитина Л. П., Седова И. С.
- Фации метаморфизма. М., 1970. 332 с. Авторы: Добрецов Н. А., Ревердатто В. В., Хлестов В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В.
- Федькин В. В. Анализ парагенезисов ставролита. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Т. II. М., 1970, с. 214—254.
- Характер мессбауэровских спектров и некоторые структурные особенности природных моноклинных пироксенов. — Геохимия, 1973, № 5, с. 761—767. Авторы: Екимов С. П., Крижанский Л. М., Никитина Л. П., Христофоров К. К.
- Харькин А. Д., Най Б. С. Включение эглогита из кимберлитовой трубки Айхая. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 2, с. 49—54.
- Хетчиков Л. Н., Дороговин В. А., Сомойлович Л. А. Зависимость поправок к температурам гомогенизации и взрывания газовой-жидких включений в минералах от давления, плотности и состава растворов. — Геол. рудн. месторожд., 1968, № 3, с. 87—97.
- Хлестов В. В., Добрецов Н. Л. К проблеме термодинамического равновесия в метаморфических и метасоматических породах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 8, с. 85—91.
- Цепин А. И., Доломанова Е. И. Применение рентгеновского микроанализатора к изучению химического состава твердых осадков в вакуолях минералов. — Тезисы докл. IV регул. совещ. по термобарогеохимии процессов минералообразования. Ростов, 1973, с. 303—305.
- Чернышева Л. В. Типоморфные особенности магнетитов магнетических, карбонатитовых и скарновых месторождений. — Автореф. канд. дис. М., 1974, с. 30.
- Чесноков Б. В. Эглогиты Южного Урала и их практическое значение. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 3. Свердловск, 1963, с. 257—263.
- Шашкина В. П., Шашкин К. С. О химическом составе ставролита и сопряженных с ним минералов. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород. Владивосток, 1969, с. 99—107.
- Шенгелия Д. М. Гранулитовая фация Большого Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 7, с. 23—33.

- Шлайфштейн Б. А. Условия образования двупироксеновых сланцев Лапландии и проблема их генезиса. — Докл. АН СССР. Сер. геол., 1973, т. 210, № 3, с. 685—688.
- Шмонов В. М., Шмудович К. И. Мольные объемы и уравнение состояния CO_2 в интервале 100—1000° С и 2000—10000 бар. Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 4, с. 935—938.
- Щербина В. В. Роль давления среди факторов, влияющих на изоморфные замещения. — В кн.: Проблема изоморфных замещений атомов в кристаллах. М., 1971, с. 165—169.
- Эволюция метаморфизма в фундаменте фанерозойских складчатых областей (на примере Юго-Западного Памира). — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1976, с. 240—250. Авторы: Другова Г. М., Московченко Н. И., Седова И. С., Миллер Ю. В.
- Эволюция процессов гранитообразования в области развития полиметаморфических комплексов. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., 1974, с. 112—118. Авторы: Седова И. С., Московченко Н. И., Другова Г. М., Миллер Ю. В.
- Элинсон М. М., Александрова Э. С. Исследование состава газов во включениях в малых образцах минералов и горных пород с применением газовой хроматографии. — Тр. Всесоюзн. науч.-исслед. ин-та синтеза минер. сырья. М., 1971, т. 14, с. 84—86.

- Akella J., Winkler H. G. F. Orthorhombic amphibole in some metamorphic reactions. — Contr. Miner. Petrol., 1966, v. 12, N 1, p. 20—28.
- Albee A. L. A petrogenic grid for the Fe—Mg silicates of pilitic schists. — Amer. J. Sci., 1965, v. 263, N 8, p. 518—536.
- Alderman A. R. Eclogites in the neighbourhood of Glenelg., Invernesshire. — Quart. J. Geol. Soc., 1936, v. 92, p. 488.
- Althaus E. Die Bildung von Pyrophyllit und Andalusit zwischen 2000 und 7000 Bar H_2O . — Druck, Naturwiss., 1966a, Bd. 53. S. 105.
- Althaus E. Der Stabilitätsbereich des Pyrophyllits unter dem Einfluss von Sauren II. Mitteilung. Pyrophyllit und Andalusit-lagerstätten. — Beitr. Petr., 1966b, Bd. 12, N 2, S. 31—50.
- Althaus E. The triplepoint andalusite-sillimanite-kyanite on experimental and petrologic study. — Contr. Miner. Petrol., 1967, v. 16, N 1, p. 29—44.
- Aoki R., Shiba I. Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinomegata. Japan. — Lithos, 1973, v. 6, p. 41—51.
- Bailey S. W., Taylor W. H. The structure of a triclinic potassium feldspar. — Acta Cryst., 1955, v. 8, p. 621—632.
- Bancroft G. M., Burns R. G., Maddock A. G. Application of the Mossbauer effect to silicate mineralogy. I. Iron silicates of known crystal structure. — Geochem. et Cosmochem. Acta, 1967, v. 31, p. 2212—2246.
- Bancroft G. M., Burns R. G. Mossbauer and absorption spectral study of alkali amphiboles. — Miner. Soc. Amer., 1969, Spec., Pap. 2, p. 137—148.
- Bancroft G. M., Williams P. G. L. Mössbauer spectra of omphacites — Miner. Soc. Amer. 1969, Spec., Pap. 2, p. 59—65.
- Banno S. Notes on rock forming minerals. Glaucophanes and garnet from the Kotu district, Sikoku. — J. Geol. Soc., Japan, 1959, v. 65.
- Banno S. Petrologic studies on Sanbagawa crystalline schists in the Bessi-Ino District, Central Sikoku, Japan. — J. Fac. Sci., Univ. Tokyo., 1964, sect. II, p. 219.
- Banno S. Effect of Jadeite component on the paragenesis of eclogitic rocks. — Earth and Planetary Sci. Letters. May 1967, v. 2, N 13, p. 249—254.
- Banno S., Matsui Y. Eclogite types and partition of Mg, Fe and Mn between clinopyroxene and garnet. — Proc. Japan. Acad., 1965, v. 41, N 8, p. 716—721.
- Banno S., Tatsu T., Tatum I., Ogura J., Katsura T. VII-1 Petrographic studies on rocks from the area around Lützow—Holmbukta. — Antarct. Geol. Proc. of the first Sympos., Japan, 1963, p. 16—21.
- Barker F. Sapphirine-bearing rock., val Codera, Italy. — Amer. Miner., 1964, v. 49, N 1—2, p. 146—152.
- Barth T. F. W. The feldspar geologic thermometer. — N. Yb. Miner. Abn., 1951, Bd. 82, S. 143—154.
- Barth T. F. W. On the constitution of the alkali feldspars. — Tscherm. Miner. und Petr. Mitt., Wien—New York. Springer Verlag, 1956, 3, Bd. 10.
- Bell R. M. Aluminium silicate system. Experimental determination of the triple point. — Sci., 1963, v. 143, p. 1055.
- Binn's R. A. Metamorphic pyroxenes from the Broken Hill district, New South Wales. — Miner. Mag., 1962, v. 33, p. 259—270.
- Binn's R. A. Zones of progressive regional metamorphism in Williyama complex, Broken Hill district, New South Wales. — J. Geol. Soc. Austral., 1964, v. 11, pt. 2, p. 283—293.
- Binn's R. A. The mineralogy of metamorphosed basic rocks from the Williyama complex, Broken Hill district, New South Wales. Pt. 1. Hornblendes. — Miner. Mag., 1965, v. 35, N 270, p. 306—326.
- Binn's R. A. Barroisite bearing eclogite from Naustdal, Sogn of Fjordane, Norway. — J. Petrol., 1967, v. 8, p. 349—371.

- Bloxam T. W. Glaucofane schists and associated rocks near valley Ford, California. — Amer. J. Sci., 1959, v. 257, N 2, p. 95—112.
- Bloxam T. W., Allen J. B. Glaucofane schists, eclogite and associated rocks from Knoxnormal in the Girvan-Ballantrale complex, South Ayrshires. — Trans. Roy. Soc., Edinburgh., 1960, v. 64, N 1, p. 1958—1959.
- Borg I. V. Glaucofane schists and eclogite near Healdsburg, California. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1956, v. 67, p. 1563—1584.
- Brown P. E. Co-existing pyroxenes. — Geol. Mag., 1961, v. 98, N 6, p. 333—343.
- Brown B. E., Bailey S. W. The structure of maximum microcline. — Acta Crystallogr., 1964, v. 17, p. 1391—1400.
- Buddington A. Chemical petrology of some metamorphosed Adirondack gabbroic, syenitic and quartz-syenitic rocks. — Amer. J. Sci., 1952, Bowen vol. p. 37—84.
- Buddington A. Isogrades and the role of H₂O in metamorphic facies of orthogneisses of the northwest Adirondack area, New York. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1963, v. 74, N 9, p. 1155—1182.
- Burns R. G. Mineralogical application of crystal field theory. Cambridge, 1970. 224 p.
- Burns G. R., Strens G. R. J. Infrared study of the hydroxyl bands in clin amphiboles. — Sci., 1966, v. 153, N 3738, p. 890—892.
- Burnham C. W. Ferrosilite. Carnegie Inst. Year. Book 65, 1967, N 1480, p. 285—290.
- Burnham C. W., Ohashi J., Hafner S. S., Virgo D. Cation distribution and atomic thermal vibrations in iron rich orthopyroxene. — Amer. Miner., 1971, v. 56, N 5—61, p. 850—870.
- Butler B. C. M. Chemical study of minerals from the Moine schists of the Ardamurcham area, Argyshire, Scotland. — J. Petrol., 1967, v. 8, N 2, p. 233—267.
- Carmichael J. S. E. The occurrence of magnesium pyroxenes and magnetite in porphyritic acid glasses. — Miner. Mag., 1963, v. 33, N 260, p. 394—400.
- Challis G. A. The Origin of New Zealand ultramafic intrusions. — J. Petrol., 1965, v. 6, N 2, p. 322—364.
- Chatterjee N. D. The upper stability limit of the assemblage paragonite+quartz and its natural occurrences. — Contr. Miner. and Petrol., 1972, v. 34, N 2.
- Chatterjee N. D., Schreyer W. The reaction enstatite+sillimanite \rightleftharpoons sapphirine+quartz in the system MgO—A₂O₃—SiO₂. — Contr. Miner. and Petrol., 1972, v. 36, N 1, p. 49—62.
- Chinner G. A. Cordierite-garnet parageneses. — Ann. Rep. Geophys. Lab., Carnegie Inst., Year book, Washington, 1959, v. 58, p. 112—113.
- Chinner G. A. Almandine in thermal aureoles. — J. Petrol., 1962, v. 3, N 2, p. 316—400.
- Chinner G. A. The kyanite isograd in Glen Clova, Angus, Scotland. — Miner. Mag., 1965, v. 34, N 268, p. 132—143.
- Clark S. P. A note on calcite-paragonite equilibrium. — Amer. Miner., 1957, v. 42, N 00, p. 564—566.
- Clark S. P. Kyanite-sillimanite equilibrium. — Carnegie Inst. Year Book., Washington, 1960, N 59, p. 434—441.
- Clark S. P. Jr. A redetermination of equilibrium relations between kyanite and sillimanite. — Amer. J. Sci., 1961, v. 259, N 6, p. 641—650.
- Clark S. P. Jr., Robertson E. C., Birch F. Experimental determination of kyanite-sillimanite equilibrium relations at high temperature and pressure. — Amer. J. Sci., 1957, v. 255, N 4, p. 628—640.
- Clark J. R., Papike J. J., Crystal chemical characterization of omphacites. — Amer. Miner., 1968, v. 53, N 5—6, p. 840—868.
- Cole W. F., Sorum H., Rennard O. The crystal structure of orthoclase and sanidinized orthoclase. — Acta Crystallogr., 1949, v. 2, p. 260—287.
- Coleman R. G., Lee D. E., Beatty L. B., Brannock W. W. Eclogites and eclogites—their differences and similarities. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1965, v. 76, N 5, p. 483—508.
- Combs D. S. The nature and alteration of some Triassic sediments from Southland, New Zealand. — Roy. Soc. New Zealand Trans., 1954, v. 82, pt. 1, p. 65—109.
- Combs D. S. Lower grade mineral facies in New Zealand. — Intern. Geol. Cong., 1960, v. XXI, pt XIII, p. 339—351.
- Crowford M. Z. Composition of Pl and associated minerals in some schists from Vermont, USA and S. Westland, New Zealand. — Contr. Miner. Petrol., 1966, v. 13, N 3, p. 269—294.
- Crowford W. A., Fyfe W. S. Lawsonite equilibria. — Amer. J. Sci., 1965, v. 263, p. 262—270.
- Dahl O. The effect of garnet cell volume on the distribution of Mg and Fe in garnet exchange equilibria. Lithos, 1972, v. 5, p. 33—56.
- Davidson Z. R. Variation in Ferrous Iron—Magnesium distribution on coefficients of metamorphic pyroxenes from quairading Western Australia. — Contr. Miner. Petrol., 1968, v. 19, N 3, p. 239—259.
- Davidson Z. R. Metamorphic hornblends from basic granulites of the quairading district, Western Australia. — Neues Jahrbuch Miner., 1971, Hf. 8, S. 337—384.
- Davis J. C. Statistics and Data Analysis in Geology. N. Y., 1973. 550 p.

- Den Tex E. Metamorphic Lineages of orthogenic plutonism. — *Geol. Mijnb.*, 1965, Bd. 44, R. 4, S. 40—49.
- Dodd R. T. Garnet-pyroxene gneisses in the Hudson Highlands at Bear Mountain, New York. — *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.*, 1963, N 73, p. 140.
- Dundon R. W., Walter Z. S. Ferrous ion order-disorder in meteoritic pyroxenes and metamorphic history of chondrites. — *Earth and Planet. Sci. Letter.*, 1967, v. 2, N 4, p. 372—376.
- Engel A. E. J., Engel C. G. Progressive metamorphism and granitization of the major paragenesis, northwest Adirondak Mountains, N. Y., P. 1, Total rock. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1958, v. 69, N 11, p. 1369—1414.
- Engel A. E. J., Engel C. G. Progressive metamorphism and granitization of the major paragenesis, northwest Adirondack Mountains, N. Y., P. 2, Mineralogy. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1960, v. 71, N 1, p. 1—58.
- Engel G. E. J., Engel C. G., Havena G. R. Mineralogy of amphibolite interlayers in the gneiss complex, northwest Adirondack Mountains, New York. — *J. Geol.*, 1964, v. 72, N 2, p. 131—156.
- Ernst W. G. Petrochemical study of coexisting minerals from low-grade schists, Eastern Sikoky, Japan. — *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 1964, v. 28, p. 164—172.
- Ernst W. G., Seki Y., Onuk H., Gilbert M. C. Comparative study of Low-grade Metamorphism in the California coast Ranges and the Outer Metamorphic Belt of Japan. — *Geol. Soc. Amer. Memoir.*, 1970, v. 124, p. 276—281.
- Eskola P. On the relation and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijarvi region. — *Comm. Geol. Finl. Bull.*, 1915, N 44.
- Eskola P. The mineral facies of rocks. — *Norsk. Geol. Tidsskr.* 1920, N 6.
- Eskola P. On the eclogites of Norway. *Skrifter. Vidensk. — selskab Kristiania I Mat-Nat.*, 1921, N 8.
- Eskola P. Die metamorphen Gesteine. — In dem Buch: Barth T. E. W., Correns C. W., Eskola P. Die Entstehung der Gesteine. Berlin, 1939, 412 p.
- Eskola P. The problem of mantled gneiss domes. — *Quart. J. Geol. Soc.*, 1949, v. 104, pt. 4, N 415, p. 461—476.
- Evens B. Y., Ghose S., Hafner S. S. Hyperfine splitting of Fe⁵⁷ and Mg—Fe order-disorder in orthopyroxenes (MgSiO₃—FeSiO₃ solid solution). — *J. Geol.*, 1967, v. 75, N 3, p. 306—321.
- Fergusson R. B., Traill R. Y., Taylor W. H. The crustal structures of low-temperature and high-temperature albites. — *Acta Cryst.*, 1958, v. 11, p. 4, p. 331—348.
- Finger L. M., Zoltau T. Cation distribution in grunerite (abstr.). — *Trans. Amer. Geophys. Union.*, 1967, v. 48, p. 233—234.
- Fisher R. A. The use of multiple measurements in taxonomic problems. — *Ann. of Entomology*, 1936, v. 7, p. 179—188.
- Fisher K. F. A further refinement of the crystal structure of cummingtonite (Mg, Fe)₇Si₈(Si₄O₁₁)₂(OH)₂. — *Amer. Miner.*, 1966, v. 51, p. 814—818.
- Fodor R. F. Fe-content in pyroxenes a calcic-alkalic volcanic snite, New Mexico, USA. *Earth. a. Planet.* — *Sci. Lett.*, 1971, v. 11, N 5, p. 385—390.
- Frost M. I. Metamorphic grade and iron-magnesium distribution between co-existing garnet-biotite and garnet-hornblende. *Geol. Mag.*, 1962, v. XCIX, N 5, p. 427—439.
- Ganguly J. Analysis of the stabilities of chloritoid and staurolites and some equilibria in the system Fe—Al₂O₃—SiO₂—H₂O—O₂. — *Amer. J. Sci.*, 1968, v. 266, N 4, p. 277—298.
- Ghose S. Mg²⁺—Fe²⁺ order in an orthopyroxene Mg_{0.93}Fe_{1.07}Si₂O₆. — *Z. Kristallogr.*, 1965, Bd 122, S. 81—99.
- Ghose S., Hellner E. The crystal structure of grunerite and observations on the Mg—Fe distribution. — *J. Geol.*, 1959, v. 67, N 6, p. 691—701.
- Ghose S., Weidner J. R. Mg²⁺—Fe²⁺ order-disorder in cummingtonite (Mg, Fe)₇Si₈O₂₂(OH)₂; a new geothermometer. — *Earth and Planet Sci. Lett.*, 1972, v. 16, N 3, p. 346—354.
- Gorbatshev R. Distribution of elements between cordierite, biotite and garnet. — *N. Jb. Miner., Abh.*, 1968, Bd. 110, Hf. 1, S. 57—80.
- Green J. C. High-level metamorphism of pelitic rocks in northern New Hampshire. — *Amer. Miner.*, 1963, v. 48, N 9—10, p. 991—1023.
- Green D. H. The Petrogenesis of the High-temperature Peridotite Intrusion in the Lizard Area, Cornwall. — *J. Petrol.*, 1964, v. 5, N 1, p. 134—188.
- Green D. H. Crystallisation of calc-alkaline andesite under controlled high-pressure hydrous condition. — *Contr. Miner. and Petrol.*, 1972, v. 34, N 2, p. 150—166.
- Green D. H., Myson B. O. Genetic relationship between eclogite and hornblend+ plagioclase pegmatite in western Norway. — *Lithos*, 1972, v. 5, N 2, p. 147—149.
- Green D. H., Ringwood A. E. The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1967, v. 3, N 2, p. 151—160.
- Greenland L. P., Gottfried D., Tilling R. I. Distribution of manganese between coexisting biotites and hornblendes in plutonic rocks. — *Geochim. and Cosmochim. Acta*, 1968, v. 32, N 11.

- Greenwood H. J. The synthesis and stability of antophyllite. — *J. Petrol.*, 1963, v. 4, N 3.
- Guitard G. Associations minerales, subfacies ey types de metamorphisme dans les mic-schistes et les gneisses pelitiques du massif du Canigou (Pyrenees—Orientales). — *Bull. Soc. Geol. France. Ser. 7*, 1965, t. VII, N 3, p. 124—137.
- Halferdahl L. B. Chloritoid — its compositions, X-ray and optical properties, stability and occurrence. — *J. Petrol.*, 1961, v. 2, N 1, p. 49—135.
- O'Hara M. J. Loned-Ultrabasic and Basic gneiss masses in the Early metamorphic Complex of Scourie, Sulterhland. — *J. of Petrol*, 1961, v. 2, N 2, p. 256—262.
- O'Hara M. J. Garnet-hornblende-pyroxene rocks from Glenelg Inverness-shire. — *Geol. Mag.*, 1964, v. 97, N 2.
- Hafner S. S., Ghose S. Iron and magnesium distribution in cumingtonites. — *Z. Kristallogr.*, 1971, Bd. 133, p. 301—326.
- Hafner S. S., Virgo D. Cooling History of orthopyroxenes. — *Sci*, 1969, v. 165, N 3890, p. 285—287.
- Hawthorne F. C., Grundy H. D. The crystal chemistry of the amphiboles. I. Refinement of the crystal structure of ferrotschermakite. — *Mineral. Mag.*, 1973a, v. 39, N 303, p. 36—48.
- Hawthorne F. C., Grundy H. D. The crystal chemistry of the amphiboles. II. Refinement of the crystal structure oxykaersutite. — *Mineral. Mag.*, 1973b, v. 39, N 304, p. 390—400.
- Hensen B. J. Theoretical phase relation involving cordierite and garnet in the system $MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2$. — *Contr. Miner. and Petrol.*, 1971, v. 33, N 3, p. 191—214.
- Hensen B. J., Essene E. J., Stability of pypor-quartz in the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2$. — *Contr. Miner. and Petrol.*, 1971, v. 30, N 1, p. 72—83.
- Hensen B. J., Green D. H. Experimental data on coexisting cordierite and garnet under high grade metamorphic conditions. — *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1970, v. 3, p. 431—440.
- Hensen B. J., Green D. H. Experimental data of cordierite and garnet in pelites compositions at high pressure and temperature. I. Compositions with excess alumosilicate. — *Contr. Miner. and Petrol.*, 1971, v. 33, N 4, p. 309—330.
- Hensen B. J., Green D. H. Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressure and temperature. II Compositions without excess alumosilicate. — *Contr. Miner. and Petrol.*, 1972, v. 35, N 4, p. 331—354.
- Hensen B. J., Green D. H. Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic composition at high pressure and temperatures. III Synthesis of geological applications. — *Contr. Miner. and Petrol.*, 1973, v. 38, N 2, p. 215—226.
- Hess P. C. The metamorphic paragenesis of cordierite in pelitic rocks. — *Contr. Miner. and Petrol.*, 1969, v. 248 N 3, p. 191—207.
- Hietanen A. Metamorphic facies and style of folding in the Bell series of the Idaho batholith. — *Bull. Comm. Geol. Finl.*, 1961, N 196, p. 73—104.
- Hietanen A. On the facies series in various types of metamorphism. — *J. Geol.*, 1967, v. 75, N 2, p. 187—214.
- Holdaway M. J. Basic regional metamorphic rocks in part of the Klamath Mountain, Northern California. — *Amer. Miner.*, 1965, v. 50, N 7—8, p. 129—135.
- Holdaway M. J. Stability of epidote. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1967, v. 48, N 1, p. 14—21.
- Hoschek G. Untersuchungen zum Stabilitatsberiech Chloritoid und Staurolith. — *Contr. Miner. and Petrol.*, 1967a, v. 14, N 2, p. 123—162.
- Hoschek G. Zur unteren Stabilitatsgenzen von Staurolith. — *Naturwiss.*, 1967b, Bd. 8, Hf. 54, S. 100—111.
- Holmes A. A. Contribution to the petrology of Kimberlite and its inclusions. With chemical analyses by U. S. Theobald. *Lab. Sox. Afr. Iohannesbyrg.*, 1937, v. XXXIX.
- Hounslow A. W., Moore J. M. Chemical petrology of Grenvill schists near Fernigh, Ontario. — *J. Petrol.*, 1967, v. 8, N 1, p. 1—28.
- Howie R. A. The geochemistry of charnockite series of Madras, India. — *Proc. Roy. Soc. Edinburgh.*, 1955, v. 62, N 3, p. 725—768.
- Hsu K. J. Granulites and mylonites of San Gabriel Mountains, California. — *Univ. Calif. Publ. Sci.*, 1955, v. 30, N 4.
- Hsu L. C. Selected relationships in the system $Al-Mn-Fe-Si-O-H$. — *J. Petrol.*, 1968, v. 9, N 1, p. 40—83.
- Hübrechtse J. J. M. W. Distribution of elements in some basic granulite-facies rocks. *Verhand der Konink Nederland Akad. van Wetten, afd. Naturkunde*, 1973, Erste reeks, d. 27, N 1, p. 68.
- Jones M. B., Taylor W. H. The structure of orthoclase. — *Acta Crystallogr.*, 1961, v. 14, p. 443—455.
- Jwasaki M. Colourless glaucophane and associated minerals in quartzose schists from Eastern Sikoku, Japan. — *Geol. Soc. Japan*, 1960, v. 66, N 780, p. 145—152.
- Jwasaki M. Metamorphic rocks of the Koty-Bisan area. Eastern Sikoku. — *J. Sci. Univ. Tokyo, seet. II*, 1963, v. 15, pt 1, p. 1—90.

- Kitahara S., Takenauchi S., Kennedy G. C. Phase relations in the system $MgO-SiO_2-H_2O$ at high temperature and pressure. — *Amer. J. Sci.*, 1966, v. 264, N 3, p. 233—234.
- Knorrington O., Kennedy W. O. The mineral paragenesis and metamorphic status of garnet hornblende-pyroxene-scapolite gneiss from Ghana (Gold Coast). — *Miner. Mag.*, 1958, v. 31, p. 846—859.
- Kozłowski K. On the Eclogite-like rocks of Stary Gieralto (East Sudeten). — *Bull. Acad. Polon. Sci.*, 1958, cl. 3, v. 6, N 11.
- Krank S. H. A study of phase equilibrium in metamorphic iron formation. — *J. Petrol.*, 1961, v. 2, N 1, p. 137—156.
- Kretz R. Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of southwestern Quebec with emphasis on distribution of elements in co-existing minerals. — *J. Geol.*, 1959, v. 67, N 4, p. 371—402.
- Kretz R. Some application of thermodynamics to co-existing minerals of variable composition. Examples: orthopyroxene—clinopyroxene and orthopyroxene—garnet. — *J. Geol.*, 1961, v. 69, N 4, p. 361—387.
- Kretz R. Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural mineral assemblages. — *J. Geol.*, 1963, v. 71, N 6, p. 773—785.
- Kuroda Y., Ogura Y. Epidote-amphibolites from the North-eastern Abukuma Plateau Japan. — *Sci. Reports Tokyo Kyoiku Daigaku. Sect. C. — Geol. Miner. Geogr.*, 1963, v. 7, N 80, p. 245—268.
- Kushiro J. Clinopyroxene solid solutions at high pressures. — *Carnegie Inst. Wash. Year Book.*, 1965, v. 64, p. 441—449.
- Kwak A. P. An attempt to correlate non predicted variations of distribution coefficients with mineral grain interval. — *Contr. Miner. and Petrol.*, 1970, v. 26, N 3, p. 199—224.
- Lambert R. S. J. The mineralogy and metamorphism of the Moine schists of the Morar and Knovdart districts of Inverness-shire. — *Trans. Roy. Soc. Edinburgh.*, 1959, v. 63, pt 3, p. 553—588.
- Leelendaram C. Chemical study of pyroxenes from charnockitic rocks from Kondapalli (Andhra Pradesh), India, with emphasis on the distribution of elements in CO-existing pyroxenes. — *Miner. Mag.*, 1967, v. 2, N 1, p. 153—179.
- Lindh A. Element Distribution among silicate — and oxide Minerals in a Titanite-Magnetite Ore-Body. — *Contr. Miner. and Petrol.*, 1973, v. 39, N 3, p. 219—230.
- Lundgren L. W. Muscovite reactions and partial melting in south-eastern Connecticut. — *J. Petrol.*, 1966, v. 7, pt 3, p. 421—453.
- Liu J. Zeolite equilibria in the system $CaAl_2O_3-2SiO_2-H_2O-CO_2$: the stabilities of wairakite and laumontite. — *Progr. Geol. Soc. Amer. Annual Meet.*, 1968, v. 7.
- Liu J. *P-T* stabilities of laumontite, wairakite, lawsonite and related minerals in the system $CaAl_2Si_2O_8-SiO_2-H_2O$. — *J. Petrol.*, 1971, v. 12, N 2.
- McConnell J. D., McKie. The kinetics of the ordering process in triclinic $NaAlSi_3O_8$. — *Miner. Mag.*, 1960, v. 32, N 249, p. 436—454.
- McKenzie W. M. S. The crystalline modifications of $NaAlSi_3O_8$. — *Amer. J. Sci.*, 1957, v. 255, N 7, p. 481—516.
- Martin R. F. The Hydrothermal Syntheses of Low-albite. — *Vontr. Mineral. Petrol.*, 1969, v. 23, N 4, p. 323—329.
- Masayuki K., Junkichi. Chemical composition of glass inclusions in the phenocrysts of some volcanic rocks. — *Proc. Jap. Acad.*, 1970, v. 46, N 7, p. 672—677.
- Mason B. Metamorphism in the southern Alps of New Zealand. — *Bull. Amer. Museum. Natur. History*, 1962, v. 123, art. 4, p. 217—247.
- Matejovska O. Composition of coexisting garnet and biotite from some granulites of Moldanubicum, Czechoslovakia. — *N. Jb. Mineral.*, 1970, Hf 6, S. 249—288.
- Matsui J., Maeda J. Mossbauer study of synthetic calcium-rich pyroxenes. — *Geochem. J.*, 1970, v. 4, p. 15—26.
- Matsui J., Syono Y., Maeda Y. Mossbauer spectra of synthetic and natural calcium-rich clinopyroxenes. — *Miner. J.*, 1972, v. 7, N 1, p. 88—107.
- Matthes S., Richter P., Schmidt K. Die Eklogitverkommen des Kristallinen Grungebirges in NE-Bayeren, II. Der Klinopyroxen der Eklogite und Eklogitamphibolit des Munchlerger Gneisgebietes. — *N. Jb. Miner. Abh.*, 1969, Bd. 112, Hf. 1, S. 1—46.
- Matthes S., Richter P., Schmidt K. Die Eklogitverkommen des Kristallinen Grungebirges in NE-Bayeren, III Der Disthen (Ky) der Eklogite und Eklogitamphibolite des Munchberger Gneisgebietes. — *N. Jb. Miner. Abh.*, 1970, Bd 113, Hf. 2, S. 111—137.
- Mitchell J. T., Bloss F. D., Gibbs G. V. Examination of the actinolite structure and four other C 2/m amphiboles in terms of double bonding. — *Z. Kristallogr.*, 1971, Bd. 133, Hf. 2, S. 273—300.
- Miyashiro A. Calcium-poor garnet in relation to metamorphism. — *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1953, v. 4, p. 463—470.
- Miyashiro A. Evolution of the metamorphic belts. — *J. Petrol.*, 1961, v. 2, N 3, p. 277—311.
- Miyashiro A., Seki Y. Mineral assemblages and subfacies of the glaucophane schists facies. — *Japan J. Geol. and Geogr.*, 1958, v. 29, N 4, p. 241—254.

- Mori T., Banno S. Petrology of Peridotite and Garnet Clinopyroxenite of the Mt. Higasi-Akai Mass. Central Sikoku, Japan. Subsolidus Relation of Anhydrous Phases. — *Contr. Miner. and Petrol.*, 1973, v. 41, N 1, p. 301—323.
- Moore A. C. The Mineralogy of the Gosse Pile ultramafic intrusion. Central Australia. II Pyroxenes. — *J. Geol. Soc. of Australia*, 1971, v. 18, pt 3, p. 243—258.
- Morgan B. A. Petrology and Mineralogy of Eclogite and Garnet Amphibolite from Puerto Cabello, Venezuela. — *J. Petrol.*, 1970, v. 11, N 1, p. 196—202.
- Mottana A. Distribution of Elements among coexisting phases in amphibole bearing Eclogites. — *N. Jb. Mineral. Ab.*, 1970, Bd. 112, Hf. 2, S. 161—187.
- Mottana A., Church W. R., Edgar A. D. Chemistry, Mineralogy and Petrology of an Eclogite from the Type Locality (San Alpe, Austria). — *Contr. Mineral. and Petrol.*, 1968, v. 18, p. 338—346.
- Mueller P. F. Analysis of relations among Mg, Fe and Mn in certain metamorphic minerals. — *Geochim. et Cosmochem. Acta.*, 1961, v. 25, N 4, p. 267—236.
- Mueller P. F. Energetics of certain silicate solid solutions. — *Geochem. et Cosmochem. Acta.*, 1962, v. 25, N 5, p. 581—598.
- Muir J. D., Tilley C. E. Contributions of the petrology of Hawaii basalts. — *Amer. Sci.*, 1957, v. 255, N 4, p. 241—253.
- Newton R. C. The thermal stability of zoisite. — *J. Geol.*, 1965, v. 73, N 3, p. 431—441.
- Newton R. C. Kyanite-andalusite equilibrium from 700 to 800° C. — *Sci.*, 1966, v. 153, N 3732, p. 170—172.
- Newton R. C., Kennedy C. C. Some equilibrium reaction in the join $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{—H}_2\text{O}$. — *J. Geophys. Res.*, 1963, v. 68, N 10, p. 2967—2983.
- Newton R. C., Smith J. V. Investigations concerning the breakdown of albite at depth in the Earth. — *J. Geol.*, 1967, v. 75, N 5, p. 631—640.
- Nitsch K. H. Die Stabilität von Lawsonite. — *Naturwiss.*, 1968, Bd. 55, N 8, p. 388—391.
- Nitsch K. H. Stabilitätsbeziehungen von Preinit und Pumpellyithaltigen Paragenesen. — *Contr. Miner. Petrol.*, 1970, v. 30, N 3, p. 122—130.
- Nitsch K. H. Das P—T— X_{CO_2} —Stabilitätsfeld von Lawsonit. — *Contr. Miner. and Petrol.*, 1972, v. 34, N 2, p. 116—134.
- Nitsch K. H., Winkler H. G. F. Bildungsbedingungen von Epidot und Orthozoisit. — *Betr. Miner. Petrol.*, 1965, Bd. 11, N 5, S. 85—92.
- Nixon P. H., Knorring O., Rooke J. M. Kimberlites and associated inclusions of Basutoland mineralogical and geochemical study. — *Amer. Miner.*, 1963, v. 48, N 9—10, p. 1090—1132.
- Ohashi H., Hariya Yu. Order—disorder of ferric iron and aluminium in the system $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{—CaFeAlSiO}_6$ at high pressure. — *J. Japan. Assoc. Miner. Petrol., Econ. Geol.*, 1973, v. 68, p. 230—237.
- Papike J. J., Ross W., Clark J. R. Crystal-chemical Characterization of clin amphiboles based on five new structure refinements. — *Miner. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 1969, v. 2, p. 117—136.
- Parsons J. An experimental study of ordering in sodium-rich alkali feldspars. — *Miner. Mag.*, 1968, v. 36, N 284, p. 1061—1077.
- Perchuk L. L., Ryabchikov I. D. Mineral equilibria in the system nepheline-alkali feldspars—plagioclase and their petrological significance. — *J. Petrol.*, 1968, v. 9, N 1 p. 123—167.
- Phillips T. W., Colville A. A., Ribbe P. H. The crystal structures of two oligoclases. A comparison with low and high albites. — *Z. Kristallogr.*, 1971, Bd. 133, S. 43—65.
- Phinney W. C. Phase equilibria in the metamorphic rocks of St. Pane Island and Cope North, Nova Scotia. — *J. Petrology*, 1963, v. 4, pt 1, p. 90—130.
- Poubova M. Composition of amphiboles and rock type subdivisions in the central Bohemian Pluton. — *Kristallinikum*, 1974, N 10, p. 149—169.
- Ramberg H. Titanic iron ores formed by dissociation of silicates in granulite facies. — *Econ. Geol.*, 1948, v. 42, N 7, p. 553—570.
- Ramberg H. Chemical Bonds and distribution of cations in silicates. — *J. Geol.*, 1952, v. 60, N 4, p. 240—252.
- Ramberg H., de Vore G. The distribution of Fe^{2+} and Mg^{2+} in coexisting olivines and pyroxenes. — *J. Geol.*, 1951, v. 59, N 3, p. 193—210.
- Ray S., Sen S. K. Partitioning of major exchangeable cations among orthopyroxenes, calcic pyroxene and hornblende in basic granulites from Madras. — *N. Jb. Miner. Abh.*, 1970, Bd. 114, Hf. 1, S. 61—88.
- Reinhardt E. W. Phase relations in cordierite-bearing gneisses from the Ganouque area, Ontario. — *Canad. J. Earth. Sci.*, 1968, v. 5, N 3, p. 455.
- Ribbe P. H., Gibbs C. V. Statistical analyses and discussion of mean Al/Si—O bond distances and the aluminium content of tetrahedra in feldspars. — *Amer. Miner.*, 1969, v. 54, N 1—2, p. 85—94.
- Richardson S. W. The stability of the Fe-Staurolite+quartz. — *Ann. Report Geophys. Lab. Carnegie Inst. Wash. Yearbook*, 1967, v. 66.
- Richardson S. W. Staurolite stability in a part of the system Fe—Al—Si—O—H. — *J. Petrol.*, 1968, v. 9, N 3, p. 467—488.

- Richardson S. W., Gilbert M. C., Bell R. M. Experimental determination of kyanite—andalusite and andalusite—sillimanite equilibria. — The aluminium silicate and triple point. — Amer. J. Sci., 1969, v. 269, N 1, p. 259—272.
- Robenson K., Gibbs G. V., Ribbe P. H., Hall M. R. Cation distribution in three Hornblendes. — Amer. J. Sci., 1973, Cooper v. 273-A., p. 522—535.
- Roedder E. Studies of fluid inclusions I. — Economic Geol., 1962, v. 57, N 7, p. 1045—1061.
- Roedder E. Studies of fluid inclusion. Freezing data and their interpretation. — Econ. Geol., 1963, v. 58, N 2, p. 167—214.
- Ross C. S., Foster M. D., Myers A. F. Origin of dunites and of the olivine-rich inclusions in basaltic rocks. — Amer. Miner., 1954, v. 39, N 9—10, p. 693—737.
- Roy R., Osborn E. F. The system Al_2O_3 — SiO_2 — H_2O . — Amer. Miner., 1954, v. 39, N 11—12, p. 120—130.
- Sarap H. Studien den Skarnmineralien der Asgrube in Eisenerzfeld von Norberg, Mittelschweden. Geol. Foren Stockholm., 1957. 554 p.
- Saxena S. K. Distribution of elements between coexisting minerals and the nature of solid solution in garnet. — Amer. Miner., 1968a, v. 53, N 5—6, p. 994—1014.
- Saxena S. K. Chemical study of phase equilibria in charnockites, Varberg, Sweden. — Amer. Miner., 1968b, v. 53, p. 1674—1695.
- Saxena S. K. Distribution of elements in coexisting minerals and the problem of chemical disequilibrium in metamorphosed basic rocks. — Contr. Miner. and Petrol., 1969, v. 20, N 2, p. 177—197.
- Saxena S., Ghose S. Mg—Fe order-disorder and the thermodynamics of the orthopyroxene crystalline solution. — Amer. Miner., 1971, v. 56, N 3—4, p. 532—559.
- Savolahi A. On the rocks, containing garnet, cordierite and gedrite in the Kiuruvasi region, Finland., Pt. I: Junrikkajarvi. — Bull. Comm. Geo. Finl., 1966, N 222, p. 89—101.
- Schmidt K. Die Eklogitverkommen des Kristallinen Grundgebirge in NE — Baueren. I der Granat der Eklogite, Eklogitamphibolite und Granatamphibolite des Munchberger Cheisgebietes. — N. Jb. Miner. Abh., 1967, Bd. 107, Hf. 1, S. 1—20.
- Schmidt K. Die Eklogitverkommen des Kristallinen Grundgebirges in Ne — Baueren. VI Zoisit, Amphibol und Heleglimmer in Eklogiten und Eklogitamphiboliten des Munchberger Cheisgebietes. — N. Jb. Miner. Abh., 1972, Bd. 117, Hf. 2, S. 143—182.
- Schreyer W., Yoder H. S. Instability of anhydrous Mg-cordierite at high pressure. — Amer. Miner., 1964a, v. 49, N 9—10, p. 1156—1171.
- Schreyer W., Yoder H. S. The system Mg-cordierite-water. — N. Jb. Miner. Abh., 1964b, Bd. 101, Hf. 2, S. 120—129.
- Seck H. A. Die Einfluss der Druckes und die Zusammensetzung Koexistirender alkali-feldspate und Plagioclase im System $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ — $CaAl_2Si_2O_8$ — H_2O . — Contr. Miner. and Petrol., 1971, v. 31, N 1, p. 67—86.
- Seitsaari J. A blue-green hornblende and its genesis from Tampere schists belt. — Bull. Comm. Geol. Finl., 1953, N 159.
- Sen S. K. Magnesium-iron compositional variance in hornblende, pyroxenes, granulites. — Contr. Miner. Petrol., 1970, v. 29, N 1, p. 76—88.
- Sen S. R., Shakraborty K. R. Magnesium-iron exchange equilibrium in garnet-biotite and metamorphic grade. — N. Jb. Miner. Abh., 1968, Bd. 108, Hf. 2, S. 181—207.
- Sen S. K., Rege S. M. Distribution of magnesium and iron between metamorphic pyroxenes from Saltora, West, Bengal, India. — Miner. Mag., 1968, v. 35, N 273, p. 759—762.
- Sen S. K., Sahu J. R. Phase relations in three charnockites from Pallavaram—Tambarani. — Contr. Miner. Petrol., 1970, v. 27, N 3, p. 239—243.
- Sen S. K., Ray S. Hornblende-pyroxene granulites versus pyroxene granulites: a study from the type charnockite area. — N. Jb. Miner. Abh., 1971, Bd. 115, Hf. 3, S. 291—314.
- Shido F. Notes on rock-forming minerals hornblende bearing eclogite from gongenyanns of Higasi—Akaisi in the Bessi district, Sikoku. — J. Geol. Japan., 1959, v. 65, N 770, p. 563—565.
- Slemmons D. B. Observation and order-disorder relations of natural plagioclase. — Norsk. Geol. Tidsskr., 1962, Bd. 42, Hf. 2, Feldspark, S. 555—566.
- Smulikowski J. Petrographical Notes on some Eclogites of the East Sudets. — Bull. de L'Acad. Polon. des Sci., 1960, v. VIII, N 1.
- Sobolev N. V. Eklogit—Xenolithe on den Kimberlitpipes von Jakutien. — Chemie der Erde., 1968, Bd. 27, Hf. 2, S. 164—177.
- Sobolev N. V., Kuznetsova I. K., Zyuzin N. I. The Petrology of Grosspydite Xenoliths from the Zagadochnaya Kimberlite Pipe in Yakutia. — J. of Petrol., 1968, v. 9, N 12, p. 253—280.
- Sourirajan S., Kennedy G. C. The system H_2O — $NaCl$ at elevated Temperatures and pressures. — Amer. J. Sci., 1962, v. 260, N 2, p. 115—141.
- Spry Alan. The occurrence of eclogite on the Lyell Highway, Tasmania. — Mineral. Mag., 1963, v. 33, N 262, p. 589—593.
- Stewart F. H. Chemical data on a silica-poor argillaceous hornfels and its constituent minerals. — Miner. Mag., 1942, v. 26, N 178.

- Strens R. G. J. Stability and relations of the Al-Fe epidotes. — *Miner. Mag.*, 1965, v. 35, N 274, p. 868—888.
- Subramaniam A. P. Pyroxenes and Garnets from Charnockites and Associated Granulites. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1962, vol. to honour A. F. Buddington, p. 21—36.
- Takeda H. Silicon-aluminum substitution in some aluminan orthopyroxenes and micas. — *Amer. Crystall. ass. Prog.*, 1971, v. 45, G. 8, p. 65—69.
- Takeda H. Tetrahedral sizes of orthopyroxenes and silicon-aluminium ordering. — *Amer. Crystall. ass. Prog.*, 1972a, v. 34, N 2, 434—449.
- Takeda H. Crystallographic studies of coexisting aluminan orthopyroxene and angite of high-pressure origin. — *J. Geophys. Res.*, 1972b, v. 77, N 29, p. 5798—5811.
- Takenouchi S., Kennedy G. C. The binary system H_2O-CO_2 at high temperatures and pressures. — *Amer. J. Sci.*, 1964, v. 262, N 9, p. 1055—1074.
- Thompson J. B. The thermodynamic basis for the mineral facies concept. — *Amer. J. Sci.*, 1955, v. 253, N 2, p. 65—103.
- Thompson J. B. The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. — *Amer. Miner.*, 1957, v. 42, N 6, p. 842—859.
- Trembath L. T. Hydrothermal synthesis of Albite: the effect of NaOH on obliquity. — *Miner. Mag.*, 1973, v. 39, N 304, p. 455—463.
- Touret J. Le facies granulite, metamorphisme en milieu carbonique. — *C. r. Acad. Sci.*, 1970, D271, N 25, p. 2228—2231.
- Touret J. Le facies granulite en Norvege meridionale II. Les inclusions fluides. — *Lithos*, 1971, v. 4, N 4, p. 423—436.
- Willie P. J., Tuttle O. F. Effect of carbon dioxide on the melting granite and feldspars. — *Amer. J. Sci.*, 1959, N 9, v. 257, p. 648—655.
- Velde B. Upper stability of the muscovite. — *Amer. Miner.*, 1966, v. 51, N 5—6, p. 141—142.
- Velde B. Upper stability of muscovite. Low-grade metamorphism of micas in pelitic rocks. — *Carn. Inst. Wash. Year Book*, 1964, v. 63, p. 141—147.
- Virgo D., Hafner S. S. Fe^{2+} , Mg order-disorder in heated orthopyroxenes. — *Amer. Miner.*, 1969, v. 2, p. 67—81.
- Virgo D., Hafner S. S. Fe^{2+} , Mg order-disorder in natural orthopyroxenes. — *Amer. Miner.*, 1970, v. 55, p. 201—223.
- Vogel D. E. Petrology of an eclogite and pyrogarnitebearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal NW Spain. — *Leidse Geol. Meed.*, 1967, Deel 40, p. 121—214.
- Yoder H. S., Tilley C. E. The origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. — *J. Petrol.*, 1962, v. 3, p. 342—532.

	Стр.
Введение	3
Глава I. Минеральные фации как критерии оценки $P-T$ параметров метаморфизма (В. А. Глебовицкий)	5
Равновесия в породах, богатых кальцием	7
Равновесия в породах, бедных кальцием	24
Фации, субфации и фациальные серии	33
Глава II. Распределение элементов в сосуществующих минералах и проблемы геотермо- и геобарометрии	40
Некоторые вопросы теории (Л. П. Никитина)	40
Зависимость распределения Fe^{2+} и Mg от состава сосуществующих фаз (Л. П. Никитина, Г. М. Другова, Н. И. Московченко, Л. А. Прияткина)	42
Исследование эффективности некоторых минералогических термометров и барометров (В. А. Глебовицкий, Г. М. Другова, Н. И. Московченко, Л. А. Прияткина)	60
Глава III. Распределение изоморфных элементов в структурах минералов и его значение для геотермо- и геобарометрии (Л. П. Никитина, К. К. Христоворов, Э. З. Ошерович, А. В. Маслеников, Л. М. Крижанский, С. П. Екимов)	87
Типы распределения изоморфных элементов в структурах минералов	87
Экспериментальные методы исследования упорядоченности катионов	88
Упорядоченность катионов в структурах минералов и возможности построения геотермометров	91
Глава IV. Линейные дискриминантные функции как критерии определения термодинамических параметров кристаллизации пород (Л. П. Никитина, Г. М. Другова)	107
Ромбический пироксен—моноклинный пироксен	110
Моноклинный пироксен—обыкновенная роговая обманка	116
Гранат—биотит	119
Гранат—моноклинный пироксен	130
Глава V. Определение $P-T$ параметров метаморфизма по данным изучения включений минералообразующих сред (И. С. Седова)	138
Методы исследования включений минералообразующих сред	138
Результаты и их обсуждение	147
Сопоставление полученных результатов	168
Глава VI. Использование рассеянных элементов для оценки термодинамических условий метаморфизма (М. Д. Крылова)	174
Заключение	184
Литература	191

**ТЕРМО- И БАРОМЕТРИЯ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД**

*Утверждено к печати
Институтом геологии и геохронологии докембрия
АН СССР*

Редактор издательства *Т. П. Жукова*

Художник *Г. В. Смирнов*

Технический редактор *З. А. Соловьева*

Корректоры *Г. А. Александрова, Н. В. Лихарева и Т. Г. Эдельман*

Сдано в набор 25 I 1977 г. Подписано к печати 13/VI 1977 г. Формат 70 × 108^{1/16}. Бумага № 2. Печ. л. 13+1 вкл. (1/6 печ. л.) = 18,37 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 20,22. Изд. № 6539. Тип. зак. № 53. М-25022. Тираж 1050. Цена 2 р. 10 к.

Ленинградское отделение издательства «Наука».
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская линия, д. 1

1-я тип. издательства «Наука».
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12

2 р. 10 к.

5567



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ