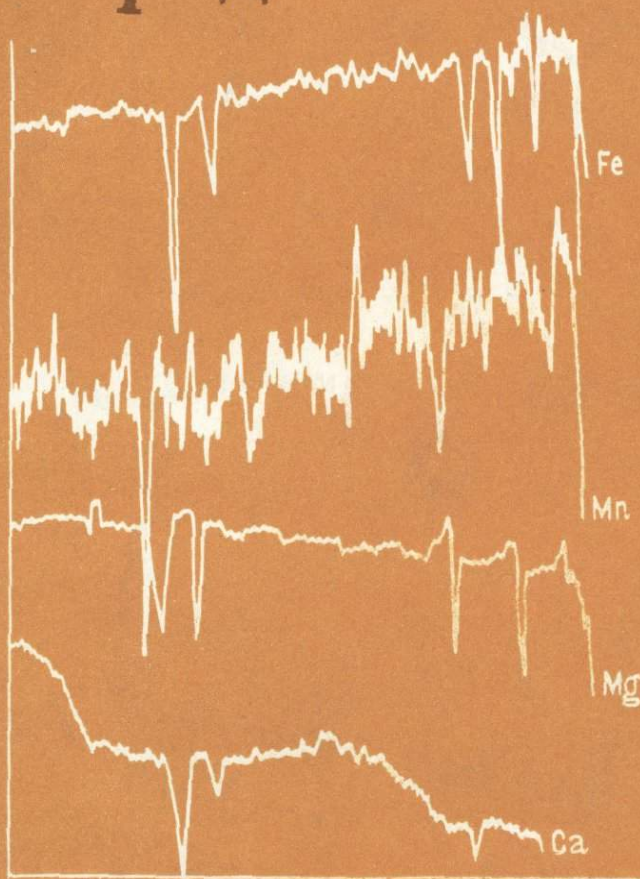


О. В. АВЧЕНКО

Петрогенетическая информативность гранатов метаморфических пород



ИЗДАТЕЛЬСТВО
НАУКА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Дальневосточный геологический институт

О.В.АВЧЕНКО

Петрогенетическая
информативность
гранатов
метаморфических
пород

3927



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1982



Авченко О.В. Петрогенетическая информативность гранатов метаморфических пород. М.: Наука, 1982.

В монографии обобщены материалы по химической зональности гранатов различных метаморфических комплексов земного шара. Установлена корреляция температур метаморфизма со специфическими типами зональности. Проводится термодинамический анализ зональности и доказывается возможность определения $T-P$ параметров процесса метаморфизма по химической зональности минералов. Рассматриваются критерии отличия метасоматической зональности от изохимической и вопросы генезиса и эволюции отдельных типов зональности. Описываются фракционные и диффузионные модели образования зональных гранатов в свете решения проблемы длительности метаморфических процессов.

Табл. 32. Ил. 47. Библ. 96 назв.

Ответственный редактор
канд. геол.-минерал. наук.
С.А. ЩЕКА

Олег Викторович Авченко

**ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНФОРМАТИВНОСТЬ ГРАНАТОВ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД**

Утверждено к печати

Дальневосточным геологическим институтом ДВНЦ АН СССР

Редактор издательства Л.М. Бекасова

Художник Н. Якубовская. Художественный редактор М.В. Версоцкая

Технический редактор О.В. Аредова. Корректор Л.А. Агеева

ИБ № 27599

Подписано к печати 27.10.82. Т — 14090. Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 6,5. Усл.кр.-отт. 6,8. Уч.-изд.л. 7,6,
Тираж 800 экз. Тип.зак. 1820. Цена 1 р. 10 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

ПРЕДИСЛОВИЕ

Минералам группы граната в петрологии метаморфических и магматических пород издавна уделяется большое внимание. Это обстоятельство обусловлено, прежде всего, их устойчивостью в исключительно широком диапазоне физических и химических условий. Так, гранаты встречаются в низкотемпературных и малоглубинных аплитах, лавах, скарнах и филлитах зеленосланцевой фации, где состав их обогащен андрадитом, спессартином или гроссуляром. С повышением температуры и давления в гранатах возрастает содержание пирропа, альмандина и они входят в минералогический состав разнообразных эпидотовых и пироксеновых амфиболитов, биотитовых, ставролитовых, гиперстеновых и двуликсеновых гнейсов и сланцев амфиболитовой и гранулитовой фаций. Существенно пирроповые и пироп-гроссуляровые гранаты наблюдаются в породах глубинных зон земной коры и верхней мантии — гранатовых перидотитах, лерцолитах, эклогитах, гроспидитах и кимберлитах.

В настоящее время по минералам группы граната и гранатовым равновесиям граната с другими минералами [22, 25, 82, 83, 61 и др.]. Эти личных направлениях. Изучаются упругие свойства гранатов [38, 87], кристаллохимические и термодинамические свойства гранатовых растворов [76, 55, 54, 61, 75, 50 и др.].

Многочисленные теоретические и экспериментальные работы по равновесиям граната с другими минералами [22, 25, 93, 82, 83, 61 и др.]. Эти данные показывают, что состав граната в равновесии с другими минералами служит хорошим показателем термодинамического режима — метаморфизма или магмообразования.

Однако в середине шестидесятых годов было установлено неожиданное и новое свойство гранатовых кристаллов — широкое распространение в них химической неоднородности или зональности [39, 59, 63 и др.] и др. Сам факт химической зональности гранатов был известен давно [71, 8 и др.], но только применение рентгеновского микроанализатора в анализе минералов доказало утверждение о том, что химическая зональность гранатов метаморфических пород является правилом, а не исключением. Вследствие этой особенности состава кристаллов, в петрологии открылись заманчивые перспективы рассматривать не только статику, но и динамику термодинамического процесса, появилась возможность реставрировать историю метаморфизма в отношении изменения $T - P_s$ -параметров.

Настоящая работа представляет собой попытку обобщения и систематизации зарубежных данных и материалов автора по химической зональности гранатов метаморфических пород. В результате этого удалось найти новые закономерности в минеральных парагенезисах метаморфических

пород и связать различные типы зональности гранатов с температурой и историей термодинамического процесса.

В главе I читатель найдет сводку данных по химической зональности гранатов в основном из метapelитовых пород различных метаморфических комплексов. Глава II посвящена термодинамическому описанию химической зональности. Наконец, в главе III приводятся некоторые физико-химические модели образования химически зональных кристаллов. Цитируемая литература отнюдь не включает все заслуживающие внимания работы. Например, опущены данные по зональности гранатов основных и глаукофаносодержащих пород. Отчасти это объясняется отсутствием личного материала по таким гранатам. Вместе с тем автор стремился создать у читателя ощущение цельности и законченности хотя бы в круге рассматриваемых вопросов и отделить неясное и недоказанное от хорошо установленных положений.

ПРИНЯТЫЕ В ТЕКСТЕ СИМВОЛЫ МИНЕРАЛОВ И УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

<i>Ab</i> — альбит	<i>Opx</i> — ортопироксен
<i>Act</i> — актинолит	<i>Pl₄₀</i> — плагиоклаз и его номер
<i>Alm</i> — альмандин	<i>Py</i> — пироп
<i>Am</i> — амфибол	<i>Q</i> — кварц
<i>Bi</i> — биотит	<i>Rt</i> — рутил
<i>Cc</i> — кальцит	<i>Sca</i> — скаполит
<i>Chld</i> — хлоритоид	<i>Ser</i> — серицит
<i>Chl</i> — хлорит	<i>Sill</i> — силлиманит
<i>Cor</i> — кордиерит	<i>Spes</i> — спессартин
<i>Cpi</i> — клинопироксен	<i>Sph</i> — сфен
<i>En</i> — энстатит	<i>Sta</i> — ставродит
<i>Ep</i> — эпидот	<i>Sti</i> — стильномелан
<i>Fs</i> — ферросилит	<i>tour</i> — турмалин
<i>Gr</i> — гранат	<i>Zr</i> — циркон
<i>Grp</i> — графит	<i>c, i, r</i> — центральная, промежуточная и краевые зоны минерала
<i>Gros</i> — гроссуляр	LnK_D — логарифм коэффициента распределения Fe и Mg между минералами
<i>Hb</i> — роговая обманка	X_{Gr}^{Mg} — магнезиальность минерала
<i>Hem</i> — гематит	X_{Gr}^{Ca} — известковистость минерала
<i>Hyp</i> — гиперстен	$\Delta T, \Delta P, \Delta \mu$ — приращение температуры, давления и химического потенциала
<i>Ilm</i> — ильменит	Индексы у символов минералов внизу справа обозначают общую железистость, а у плагиоклаза — его номер.
<i>Ky</i> — кианит	
<i>Kfs</i> — калишпат	
<i>Mt</i> — магнетит	
<i>Mu</i> — мусковит	
<i>Or</i> — ортоклаз	
<i>Ore</i> — рудный	
<i>Olig</i> — олигоклаз	

ХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ГРАНАТОВ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ

Ниже приводится основной фактический материал по химической зональности гранатов различных метаморфических комплексов земного шара. Самое общее рассмотрение этого материала показывает, что типы зональности гранатов из низко- и среднетемпературных метаморфических комплексов, с одной стороны, и высокотемпературных — с другой, обладают своими специфическими особенностями. Поэтому описание материала каждой из двух выделенных групп зональности — "низкотемпературной" и "высокотемпературной" будет вестись отдельно. Самостоятельно будет рассмотрена также зональность гранатов из метаморфических комплексов с хорошо выраженным температурным градиентом. Это даст возможность проследить эволюцию зональности гранатов с изменением температуры и показать связь между "низкотемпературной" и "высокотемпературной" зональностью.

Под "низкотемпературной" зональностью нами понимается зональность гранатов из низко- и среднетемпературных метаморфических комплексов, температура образования которых ниже 650°C. Зональность гранатов из метаморфических комплексов с температурой образования выше 650°C считается "высокотемпературной". Граничной температуре в 650°C на петрогенетических сетках различных авторов [20, 15] отвечает примерно область устойчивости равновесия силлиманит+кварц+ортотлаз+мусковит при давлении на твердую фазу 4–6 кбар.

Будем также различать в наблюдаемой зональности три типа или вида: прямой, обратный и сложный. Виды зональности различаются по особенностям распределения содержаний компонентов в кристалле. Для описания этих особенностей используются две характеристики: собственно изменение концентрации компонента — рост ее или убывание от центра кристалла к периферии или наоборот, выражаемый в вес.% или формульных единицах, и быстрота изменения концентрации, описываемая градиентом концентрации

$$\frac{dC_i}{dr} \approx \frac{\Delta C_i}{\Delta r}$$

В прямом типе зональности содержания FeO, MgO от центра кристалла к периферии возрастают, а MnO убывает при росте магнезиальности MgO/(MgO + FeO + MnO). Изменение градиента концентрации для всех компонентов от центра к периферии кристалла должно происходить монотонно, причем для MnO и часто CaO величина градиента к краевым зонам должна постепенно уменьшаться.

Обратный тип характеризуется падением содержания MnO, ростом

MgO и магнезиальности от периферии к центру, причем градиент концентрации всех компонентов в этом же направлении должен сильно уменьшаться, достигая во внутренних зонах минерала значений, близких к нулевым. Содержания FeO в обратном типе, а CaO в прямом и обратном могут меняться различным образом, однако, для прямого типа более обычно убывание CaO от центра кристалла к периферии.

Сложный вид зональности включает в себя все остальные типы зональности, не охваченные первыми двумя, а градиент концентрации компонентов в нем может меняться самым различным образом. Перейдем к рассмотрению химической зональности гранатов, причем вначале охарактеризуем "низкотемпературную" группу.

НИЗКО- И СРЕДТЕМПЕРАТУРНЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Ниже приводится описание зональности гранатов из низко- и среднетемпературных метаморфических комплексов Новой Зеландии, Японии, Испании, Венгрии и Советского Союза.

Сланцы Отаго и Хааст, Новая Зеландия

Зональные гранаты в сланцах Отаго юга Новой Зеландии были установлены Е. Брауном [45], А. Купером [48] и Р. Валласом [90]. Эти сланцы представлены мезозойскими осадочными породами, испытавшими метаморфизм в эпоху верхнемезозойского орогенеза и метаморфизованных в основном в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. В своей северо-западной части сланцы Отаго сменяются Альпийскими сланцами, уровень метаморфизма которых достигает амфиболитовой фации. Породы этой фации наблюдаются также в сланцах Хааст северо-запада Отаго, где они в виде узкой полосы тяготеют к Альпийскому разлому. На северо-восточном и юго-западном флангах района сланцы Отаго сменяются породами пренит-пумпелиитовой и цеолитовой фаций (рис. 1).

Породы восточного Отаго представлены тремя литологическими группами: кварц-полевошпатовыми, зелеными и кварцитовидными сланцами

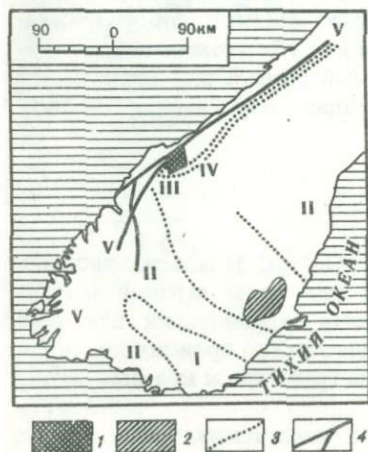


Рис. 1. Расположение метаморфических фаций на юго-западе Новой Зеландии, по [45]

I — цеолитовая фация; II — пренит-пумпелиитовая фация; III — зеленосланцевая фация, хлоритовая зона; IV — зеленосланцевая фация, биотитовая зона; V — плутонические и осадочные породы; I — Альпийские и Хааст сланцы; 2 — район работ [45] в поле сланцев Отаго; 3 — границы между метаморфическими фациями; 4 — разломы

[45]. В низкотемпературных кварц-полевошпатовых сланцах описаны такие ассоциации:



С повышением температуры к минералам этих ассоциаций добавляются гранаты и биотит. Зеленые сланцы отличаются от пород первой группы более значительными количествами хлорита и/или эпидота. Кварцитовидные сланцы (метакремни) обычно содержат, помимо кварца, несколько процентов спессартинового граната, немного хлорита и мусковита.

Сланцы Хааст распространены на северо-западе Отаго (рис. 1) и представлены метаморфизованными породами эвгеосинклиналиного типа. Среди них А. Купером [48] описаны кварц-полевошпатовые сланцы, до метаморфизма бывшие, вероятно, граувакками, метабазиты, метальтрабазиты, метачерты и мрамора.

Породы восточного Отаго прогрессивно метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. Е. Браун [45] здесь выделил хлоритовую и биотитовую зоны метаморфизма. Породы хлоритовой зоны распространены в юго-западной части восточного Отаго, а к северо-востоку они сменяются породами биотитовой зоны. В сланцах Хааст А. Купером [48] описаны биотитовая, гранатовая и олигоклазовая зоны метаморфизма. Позднее Р. Валлас [90] в сланцах Хааст в 20 км на север от района, изучавшегося А. Купером [48], в кварц-полевошпатовых сланцах, состоящих из плагиоклаза, биотита, мусковита и граната, обнаружил ставролит. По распределению изотопа кислорода между крвацем и магнетитом им также была определена температура образования этих пород, составившая 530–550°С. Таким образом, сланцы Хааст прогрессивно метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма.

Химические анализы, электронно-зондовые профили зональных гранатов сланцев Отаго, их минеральные парагенезисы и температура равновесий показаны на рис. 2 и в табл. 1–3. Из этих данных видно, что гранаты Отаго обладают хорошо выраженным прямым типом зональности, причем содержание СаО может как возрастать, так и убывать от центров кристаллов к их краям (рис. 2). Характер зональности гранатов в метабазитах и кварц-полевошпатовых сланцах района Хааст одинаков (рис. 3). В пределах хлоритовой зоны метаморфизма в гранатах восточного Отаго отмечается очень резкая зональность: на расстоянии всего в 15 мкм в кристалле содержание спессартина может изменяться от 77 до 35% (рис. 2). В породах Отаго химической зональностью, помимо гранатов, обладают иногда эпидоты, актинолиты и плагиоклазы. Для эпидотов характерно наличие железистых, желто-зеленых ядер, окруженных менее окрашенными каймами, а в актинолитах отмечаются коричневые роговообманковые ядра. Зональные плагиоклазы были описаны в сланцах Хааст, причем плагиоклазы имеют кислые центральные ядра ($An_{25} \pm 2$) и основные края ($An_{32} \pm 2$) [90]. Резко выраженная зональность этих минералов с увеличением степени метаморфизма исчезает [45].

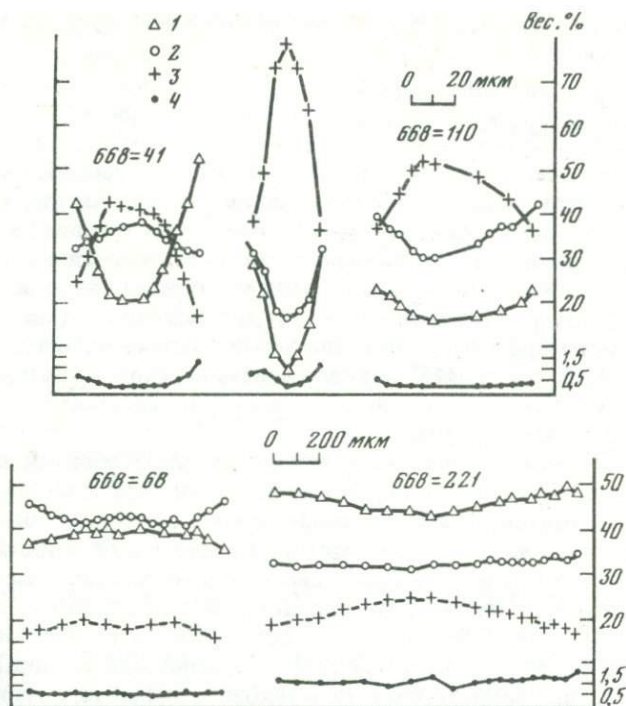


Рис. 2. Микрозондовые профили по диаметрам кристаллов гранатов из пород Новой Зеландии (по [45])

1 — Alm; 2 — Gros; 3 — Spes, 4 — Py

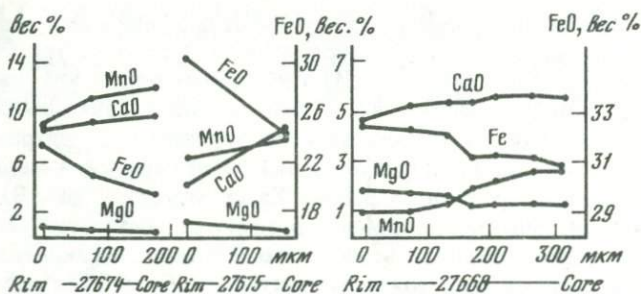


Рис. 3. Микрозондовые профили по диаметрам кристаллов гранатов из сланцев Хааст (по [48])

Core — ядро кристалла, Rim — его край. Обр. 27674 и 27675 представлены кварц-полевошпатовым сланцем гранатовой зоны метаморфизма, обр. 27668 — метабазитом олигоклазовой зоны

Таблица 1

Минеральные парагенезисы зональных гранатов Отаго

Минерал	668-11	668-186	668-15	668-37	OU 28550	668-41	668-202	668-110	668-68	668-221
<i>Q</i>	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M
<i>Ab</i>	M	M	M	M	—	A	—	M	M	M
<i>Ep</i>	M	M	M	M	A	—	—	M	M	A
<i>Mu</i>	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M
<i>Chl</i>	A	M	A	—	—	M	A	M	—	M
<i>Bi</i>	A	M	M	—	M	—	—	—	M	A
<i>Sti</i>	M	—	A	—	—	—	—	—	A	—
<i>Act</i>	A	A	A	M	—	—	—	—	A	—
<i>Gr</i>	A	A	M	A	M	M	M	A	A	A
<i>Pl</i>	—	—	—	—	M	—	—	—	—	—
<i>Sta</i>	—	—	—	—	M	—	—	—	—	—
<i>Sph</i>	A	A	A	A	A	A	—	—	A	A
<i>Grp</i>	—	A	A	A	—	—	A	A	—	—

Примечание. А, М — количественные содержания минералов: А < 1–2%, М > 1–2%. Обр. 668-202, 668-110 — отобраны из хлоритовой зоны метаморфизма восточного Отаго [45, 46]; OU 28555 — из ставролитовой зоны (района Хааст) [90]; остальные — из биотитовой зоны метаморфизма [45, 46].

Таблица 2

Минеральный состав и магнезиальность гранатов Отаго [45]

Минерал	668-15		668-37		OU 28550	
	<i>c</i>	<i>r</i>	<i>c</i>	<i>r</i>	<i>c</i>	<i>r</i>
<i>Alm</i>	46,2	51,2	26,5	34,3	55,9	75,0
<i>Spes</i>	15,2	13,7	23,4	16,9	14,5	0,8
<i>Pyr</i>	1,6	2,1	0,5	0,7	3,1	12,8
<i>Gros</i>	37,0	33,0	49,5	48,1	26,5	11,4
X_{Gr}^{Mg}	0,025	0,031	0,010	0,013	0,042	0,144
Зональ- ность	Прямая					

Таблица 3

Магнезиальность гранатов и биотитов и температура равновесий в гнейсах Новой Зеландии, рассчитанных по данным Брауна [45]

Параметр	668-11	668-15 ^a	668-63	668-186
X_{Mg}^{Gr}	0,0240 ^r	0,032 ^r	0,0191 ^r	0,0341 ^r
X_{Mg}^{Bi}	0,392	0,401	0,379	0,465
T°, C	300	320	300	310

Метаморфозы плато Абукума, Япония

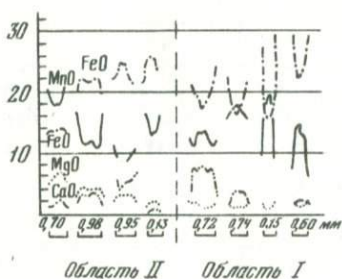
Метаморфическая зона Абукума расположена на о-ве Хонсю, в центральной Японии. Согласно Мияширо [72, 73], метаморфические породы центрального Абукума района Гозайхо-Такануки верхнепалеозойского возраста и метаморфизованы гранитной интрузией мелового времени в условиях высоких температур и низких давлений. Х. Кано и Н. Курода [64] полагают, однако, что схема метаморфизма Мияширо, вероятно, не точна, поскольку метаморфическая история района насчитывает два этапа метаморфизма — ранний и поздний. Ранний этап относится к Далрадианскому типу метаморфизма с характерным для него минеральным парагенезисом кианита и ставролита. Поздний этап — регионально-контактный метаморфизм, обусловленный внедрением гранитных интрузий позднего мезозоя. Возраст пород района, по Х. Кано и И. Курода (1973 г.), докембрийский или раннепалеозойский. Это подтверждается определением возраста гранитных плутонов района $Rb-Sr$ изохронным методом, давшим две группы величин: 150 млн. лет и 350–400 млн. лет. Метаморфизм I этапа и породы района, очевидно, древнее 400 млн. лет.

Мияширо [72] разделит метаморфический пояс Абукума на три зоны. Зона А соответствует зеленосланцевой фации, зоны В и С — амфиболитовой фации. На основании особенностей структурного положения метаморфических толщ, их метаморфизма и характера зональности гранатов, Х. Кано и И. Курода [64] в центральном Абукума, в отличие от Мияширо [72], выделили две области: первую (I) и вторую (II). Область I занимает восточную, а область II западную часть центрального Абукума. Граница между областями трассируется интрузивными телами ультраосновных пород. В области I преобладающим развитием пользуются основные породы, а метапелиты распространены ограничено. В основных породах наблюдались ассоциации зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций: $Act + Chl + Ab$, зеленый $Am + Ab$ или $Pl_{30-30} (+ Ep + Chl)$ и зеленый $Am + Pl_{30}$ соответственно. Границы между фациями на местности ввиду сложной геологической структуры не установлены, однако породы амфиболитовой фации распространены в области I более значительно. В метапелитах I области распространена ассоциация минералов: $Bi + Mu + Q + Pl (\pm Gr) + Ore$. Рудный минерал представлен ильменитом, магнетитом, иногда пиритом или гематитом.

В области II больше распространены метапелитовые породы; амфиболиты, метаморфизованные перидотиты и мрамора встречаются реже. Главной ассоциацией основных пород является зеленый или коричневый $Am + Pl_{30}$. В редких случаях отмечался парагенезис двух пироксенов и роговой обманки. Метапелиты состоят главным образом из мусковита, биотита, граната, плагиоклаза, калишпата и кварца. К отдельным разностям пород приурочены находки ставролита, силлиманита и, видимо, реликтового кианита. Рудные минералы представлены графитом, магнетитом, ильменитом, рутилом, пиритом.

Породы двух областей различаются по минеральному составу. В области I обычен ильменит с повышенным содержанием MnO , встречается хлорит, а ортоклаз почти совершенно отсутствует. В области II рудный минерал представлен магнетитом, графитом, а ильменит наблюдается редко и не

вес. %



вес. %

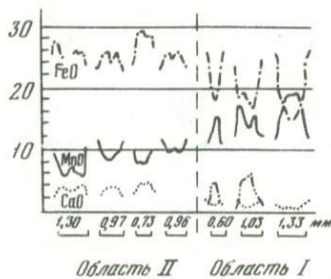
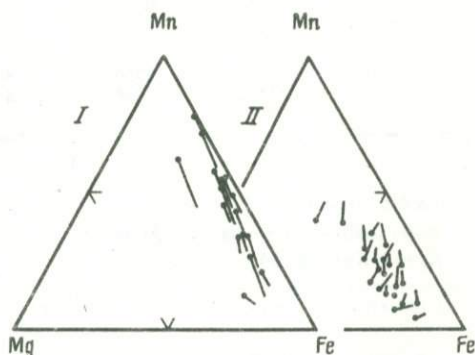


Рис. 4. Микрзондовые профили по диаметрам кристаллов гранатов из пород центрального Абукума, Японии. (по [64])

Рис. 5. Изменение составов гранатов в породах Абукума в областях I и II. Точки — центры кристаллов, концы векторов — их края



содержит MnO . В области II появляется ассоциация силлиманита и ортоклаза. Эти данные указывают на более высокие температуры метаморфизма пород второй области.

Изучение химической зональности гранатов, произведенное Х. Кано и И. Курода на микрзонде IXA-5A [64], на первый взгляд подтвердило различие историй метаморфизма двух областей. Гранаты из области I (24 образца) обнаружили зональность прямого типа с большим различием в химических составах между центральными и краевыми зонами кристаллов (рис. 4). Гранаты из области II (43 образца) показали меньшее различие в составах между центрами и краями кристаллов, причем зональность обратного типа: с быстрым и отчетливым возрастанием MnO и убыванием MgO к периферии зерен (рис. 4). Разные типы зональности гранатов и разные условия температур двух областей центрального Абукума хорошо демонстрируют диаграмма $Mg-Mn-Fe$ (рис. 5) и табл. 4–5. Отмеченную разницу в видах зональностей гранатов авторы [64] объясняют наличием контактового метаморфизма на породы области II, ранее метаморфизованные при более высоких температурах, сравнительно с температурами контактового метаморфизма.

Таблица 4

Магнезиальность гранатов и биотитов и температура равновесий в гнейсах Абукума области I, рассчитанные по данным Кано и Курода [46]

Параметр	1	2	3	4	5
X_{Gr}^{Mg}	0,042 ^c 0,043 ^r	0,066 ^c 0,071 ^r	0,059 ^c 0,050 ^r	0,048 ^c 0,067 ^r	0,022 ^c 0,070 ^r
X_{Bi}^{Mg}	0,411	0,341	0,347	0,431	0,443
$T, ^\circ C$	350 ^c 355 ^r	500 ^c 510 ^r	470 ^c 450 ^r	400 ^c 450 ^r	300 ^c 440 ^r

Параметр	13	14	15	16	17
X_{Gr}^{Mg}	0,046 ^c 0,054 ^r	0,064 ^c 0,075 ^r	0,032 ^c 0,065 ^r	0,056 ^c 0,065 ^r	0,080 ^c 0,095 ^r
X_{Bi}^{Mg}	0,384	0,477	0,377	0,408	0,448
$T, ^\circ C$	450 ^c 460 ^r	430 ^c 450 ^r	400 ^c 490 ^r	440 ^c 460 ^r	450 ^c 500 ^r

Таблица 5

Магнезиальность гранатов и биотитов в гнейсах Абукума области II, по данным Кано и Курода [64]

Параметр	40	41	42	43	44	45
X_{Gr}^{Mg}	0,120 ^c 0,106 ^r	0,086 ^c 0,061 ^r	0,120 ^c 0,096 ^r	0,092 ^c 0,100 ^r	0,131 ^c 0,104 ^r	0,104 ^c 0,071 ^r
X_{Bi}^{Mg}	0,463	0,442	0,480	0,495	0,392	0,441
$T, ^\circ C$	550 ^c 525 ^r	500 ^c 400 ^r	525 ^c 500 ^r	480 ^c 500 ^r	625 ^c 600 ^r	550 ^c 450 ^r

Параметр	52	53	54	55	56	57	58
X_{Gr}^{Mg}	0,144 ^c 0,100 ^r	0,130 ^c 0,110 ^r	0,126 ^c 0,095 ^r	0,281 ^c 0,201 ^r	0,179 ^c 0,128 ^r	0,174 ^c 0,123 ^r	0,105 ^c 0,106 ^r
X_{Bi}^{Mg}	0,449	0,375	0,404	0,692	0,581	0,477	0,468
$T, ^\circ C$	610 ^c 525 ^r	640 ^c 610 ^r	620 ^c 550 ^r	600 ^c 510 ^r	550 ^c 500 ^r	620 ^c 550 ^r	510

Параметр	68	69	70	71	72	73	74
X_{Gr}^{Mg}	0,137 ^c 0,115 ^r	0,118 ^c 0,112 ^r	0,166 ^c 0,135 ^r	0,117 ^c 0,073 ^r	0,195 ^c 0,133 ^r	0,135 ^c 0,093 ^r	0,179 ^c 0,116 ^r
X_{Bi}^{Mg}	0,434	0,389	0,506	0,429	0,480	0,475	0,508
$T, ^\circ C$	600 ^c 550 ^r	620 ^c 610 ^r	600 ^c 550 ^r	590 ^c 450 ^r	640 ^c 560 ^r	600 ^c 500 ^r	605 ^c 500 ^r

	7	8	9	10	11	12
	0,007 ^c 0,011 ^r	0,044 ^c 0,038 ^r	0,030 ^c 0,030 ^r	0,072 ^c 0,096 ^r	0,027 ^c 0,032 ^r	0,054 ^c 0,082 ^r
	0,465	0,398	0,223	0,416	0,258	0,469
	270 ^c 290 ^r	400 ^c 375 ^r	500 ^c 500 ^r	500 ^c 550 ^r	450 ^c 460 ^r	400 ^c 450 ^r

	18	19	20	21	22	24
	0,083 ^c 0,122 ^r	0,056 ^c 0,093 ^r	0,031 ^c 0,070 ^r	0,036 ^c 0,085 ^r	0,044 ^c 0,083 ^r	0,076 ^c 0,073 ^r
	0,467	0,441	0,389	0,453	0,422	0,438
	450 ^c 550 ^r	350 ^c 500 ^r	350 ^c 500 ^r	360 ^c 500 ^r	400 ^c 500 ^r	450 ^c 440 ^r

	46	47	48	49	50	51
	0,150 ^c 0,097 ^r	0,185 ^c 0,122 ^r	0,177 ^c 0,147 ^r	0,157 ^c 0,155 ^r	0,126 ^c 0,094 ^r	0,107 ^c 0,098 ^r
	0,436	0,557	0,593	0,350	0,420	0,475
	625 ^c 530 ^r	590 ^c 505 ^r	550 ^c 525 ^r	670 ^c 620 ^r	610 ^c 550 ^r	520 ^c 475 ^r

	59	60	61	62	63	64	67
	0,147 ^c 0,121 ^r	0,163 ^c 0,153 ^r	0,201 ^c 0,131 ^r	0,145 ^c 0,094 ^r	0,196 ^c 0,136 ^r	0,217 ^c 0,168 ^r	0,167 ^c 0,134 ^r
	0,409	0,415	0,454	0,465	0,472	0,506	0,464
	640 ^c 600 ^r	650 ^c 640 ^r	615 ^c 600 ^r	600 ^c 500 ^r	640 ^c 575 ^r	650 ^c 610 ^r	625 ^c 600 ^r

	75	76	77	78	80	81	82
	0,151 ^c 0,120 ^r	0,129 ^c 0,095 ^r	0,170 ^c 0,122 ^r	0,153 ^c 0,118 ^r	0,173 ^c 0,149 ^r	0,170 ^c 0,155 ^r	0,120 ^c 0,101 ^r
	0,543	0,449	0,501	0,457	0,503	0,481	0,428
	540 ^c 500 ^r	600 ^c 525 ^r	610 ^c 550 ^r	610 ^c 560 ^r	620 ^c 600 ^r	620 ^c 600 ^r	600 ^c 550 ^r

Сланцы областей Сьерра-де-лос Филабрес и Сьерра Гуадарамма, Испания

Метаморфические породы Сьерра-де-лос-Филабрес обнажаются в ядре Бетских Кордильер, на юго-востоке Испании, в тектоническом блоке Невадо-Филабрид [27]. Они представлены слюдяными графитовыми и турмалиновыми гнейсами, мраморами, амфиболитами. Породы блока метаморфизованы главным образом в альпийскую фазу орогенеза в условиях средних температур амфиболитовой фации. Метаморфизм в блоке проявился в несколько последовательно сменяющих друг друга стадий, среди которых выделяют глаукофансланцевую (1), альбит-эпидот-амфиболитовую (2), кварц-альбит-хлорит-мусковитовую (3) и альмандин-амфиболитовую (4) фации метаморфизма. Таким образом, эволюция метаморфизма Сьерра-де-лос Филабрес проходит через ступени (в скобках — номера фаций) повышения (1–2), понижения (3) и повышения (4) условий метаморфизма. Часть блока Невадо-Филабрид, прежде чем подвергнуться альпийскому метаморфизму, была, по-видимому, метаморфизована в герцинскую фазу орогенеза. Условия метаморфизма пород двух орогенных фаз, судя по минеральным парагенезисам, были близки.

Гранаты из метаморфических комплексов Бедар, Альхамилла, Невадо-Любрин, Чива и Тахал блока Невадо-Филабрид изучались К. Линтхаутом и Л. Вестрой [67]. Изученные ими породы состояли из граната, хлорита, белой слюды, кварца, к которым могут присоединяться биотит, хлоритоид, полевые шпаты, ставролит, кианит, графит и ильменит. Гранаты из этих пород, за некоторыми исключениями, обнаруживают в целом прямую зональность (табл. 6 и рис. 6, а–в). Отклонения от прямого типа зональности наблюдаются в краевых частях кристаллов граната, где наблюдаются сложные типы зональности. Указанное обстоятельство, вероятно, надо увязывать с сложной историей эволюции альпийского метаморфизма, проявившегося в четыре вышеуказанных последовательных стадии.

В метаморфической области Сьерра Гуадарамма, расположенной юго-западнее Иберийских гор в Центральной Испании, гранаты изучались Л. Руисом и Г. Качо [68]. В породах этого района выделено пять метаморфи-

Таблица 6

Химический состав гранатов Сьерра-де-лос Филабрес [67]

Компонент	We 514		Lt 47 ^C	
	c	r	c	r
FeO	36,8	37,3	32,4	36,9
MgO	1,6	3,2	1,7	2,6
MnO	1,2	0,3	2,3	0,5
CaO	0,6	0,4	4,9	2,1
X_{Mg}^{Gr}	0,0698	0,01317	0,0802	0,1102
Парагенезис, кроме Cr, Q, Mu, Chl	Chld, Ky, Sta		Chld, tour	
Зональность	Прямая			

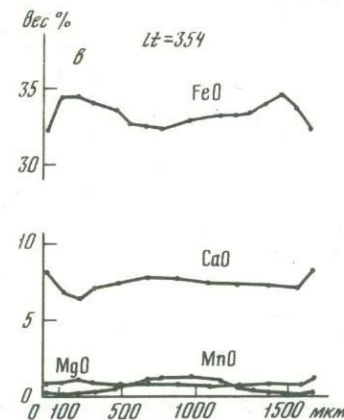
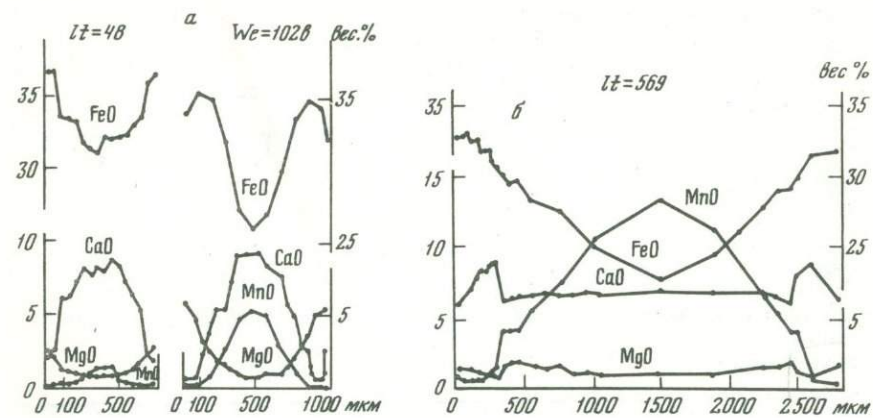


Рис. 6. Микрозондовые профили по диаметрам кристаллов гранатов из пород Сьерра-де-лос-Филабрас, [67]

Lt 48		We 1026		Z 515-A		Lt 730	
c	r	c	r	c	r	c	r
31,1	35,9	25,9	31,9	31,4	38,6	27,3	30,0
0,9	2,7	0,8	5,6	1,2	3,3	0,9	1,1
1,9	0,2	5,4	0,2	4,7	0,1	4,0	1,2
7,9	2,0	9,2	2,5	4,6	0,9	9,6	8,7
	0,1176		0,23714			0,0487	
	0,0463		0,04347		0,0558	0,13190	0,0591
	Chld, tour		Chld		Bi (?)		Bi (?)
				Прямая			

Таблица 6 (продолжение)

Компонент	Lt 693		Lt 656	
	c	r	c	r
FeO	26,2	29,0	32	35,8
MgO	0,8	0,9	1,3	2,7
MnO	2,8	1,2	2,5	0,4
CaO	10,1	10,6	6,2	3,4
χ_{Gr}^{Mg}	0,047	0,050	0,063	0,117
Парагенезис, кроме Cr, Q, Mu, Chl	Chld		Chld, Ky	
Зональность	Прямая			

Таблица 6 (окончание)

Компонент	We 1088		We 1089	
	c	r	c	r
FeO	30,2	31,4	29,5	29,8
MgO	1,9	2,5	3,2	4,2
MnO	1,2	0,3	2,6	0,3
CaO	6,7	5,0	5,9	5,7
χ_{Gr}^{Mg}	0,097	0,123	0,151	0,199
Парагенезис, кроме Gr, Q, Mu, Chl	Chld		Chld, Ep	
Зональность	Прямая			

Таблица 7

Химические анализы гранатов Сьерра Гуадарамма, Центральная Испания [68]

Компонент	1		2		3		5	
	c	r	c	r	c	r	c	r
SiO ₂	38,10	38,61	36,57	35,33	35,80	35,85	37,27	37,18
Al ₂ O ₃	20,30	19,80	21,45	21,54	21,13	20,62	19,80	20,22
FeO	32,42	40,14	32,36	39,55	36,65	40,58	31,68	34,43
CaO	4,39	2,32	2,61	1,82	2,31	0,64	4,00	3,34
MgO	0,74	1,05	0,81	2,23	1,44	2,39	3,07	3,59
MnO	3,93	0,27	7,39	0,93	2,73	0,49	4,28	2,73
Σ	99,98	102,19	101,34	101,19	99,88	100,57	100,10	101,49
χ_{Gr}^{Mg}	0,035	0,044	0,035	0,089	0,061	0,094	0,132	0,147
Зональность	Прямая							

Примечание. Обр. 1, 2 — хлоритовидная, обр. 3, 5 — ставролитовая, обр. 6, 7 — кианитовая, обр. 8, 9 — силлиманитовая метаморфические зоны. Все образцы представлены метапелитами, содержащими CaO в пределах 0,28—2,1 вес.%.
Сложная

Lt 354		Kr 494		We 1260		Lt 257	
c	r	c	r	c	r	c	r
31,0	32,4	28,0	37,2	27,8	32,1	22,5	28,0
0,7	0,7	1,0	1,1	2,3	2,9	0,7	1,0
1,3	0,1	2,2	0,7	1,8	0,8	7,1	0,3
8,4	8,3	10,4	3,1	9,2	4,9	9,7	10,9
	0,037		0,049		0,136		0,059
0,037		0,056		0,121		0,040	
Olig		Olig		Ab+Cc		Bi (?)	
				Прямая			

Lt 569		We 1002		Примечание
c	r	c	r	
22,6	32,8	13,2	24,0	В обр. Lt 354, Kr 494, We 1002 олигоклаз присутствует в крайних зонах кристаллов плагиоклаза, ядра которых представлены альбитом
1,0	1,4	2,1	4,8	
13,3	0,9	25,1	8,0	
6,9	5,9	3,3	4,8	
	0,069		0,210	
0,047		0,088		
Chld, Bi(?), Ep		Olig		

6		7		8		9	
c	r	c	r	c	r	c	r
35,65	35,23	37,18	37,93	35,91	35,42	35,74	35,59
22,91	22,58	21,18	19,95	21,47	20,85	19,55	20,28
33,71	35,91	34,90	38,13	29,02	32,71	34,25	36,73
5,82	5,06	4,64	3,22	3,99	2,97	1,26	1,19
0,74	1,98	1,41	2,39	0,87	1,55	3,93	2,61
1,94	0,64	3,21	1,06	8,61	6,10	5,35	2,99
100,77	101,40	102,52	102,68	99,87	99,60	100,08	99,99
0,035	0,088	0,061	0,098	0,039	0,066	0,150	0,105



ческих зон: хлоритовая, хлоритоидная, ставролитовая, кианитовая и силлиманитовая. Во всех зонах метаморфизма, кроме наиболее высокотемпературной силлиманитовой, в гранатах обнаружена хорошая зональность прямого типа (табл. 7).

Метаморфозы Задунайского края Большой Венгерской низменности и Западных Карпат

Венгерские геологи П. Аркай, Г. Наги, Ги. Панто изучали зональность гранатов в полиметаморфических породах юго-запада Задунайского края, Большой Венгерской низменности и Западных Карпат [36]. Охарактеризуем последовательно геологию и зональность гранатов каждой из указанных областей.

Кристаллическое основание района Гёргетаг-Бабоча на юго-западе Задунайского края состоит главным образом из гранито-гнейсов и меньшего количества амфиболитов. Гранито-гнейсы местами превращены в тектониты—сланцевые сланцы, милониты и филлониты. По минеральным парагенезисам устанавливаются проявления двух фаз метаморфизма. Полагают [36], что возраст первой фазы метаморфизма, отвечавшей условиям эпидот-амфиболитовой фации, был варисским или, возможно, байкальским. Вторая фаза метаморфизма проявилась в условиях фации зеленых сланцев. Возраст ее связывают соответственно с альпийским или варисским орогенезом.

Прямая зональность граната установлена здесь в гранатовом амфиболите (обр. 6, скв. № 27, рис. 7), состоящем из роговой обманки, граната, плагиоклаза с обратной зональностью, содержащим 10—18% *Ан* и кварца. Вторичные минералы в породе представлены хлоритом, серицитом и карбонатом. Наложение второй фазы в образце граната № 6 проявлено формированием узких (5—10 мкм по ширине) кайм по краям кристаллов, зональность в которых отличается от прямого типа (рис. 7).

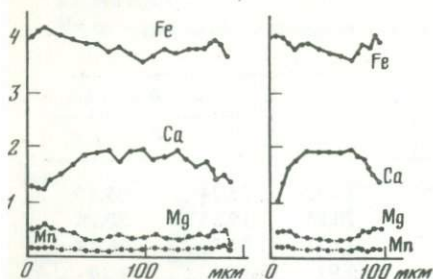


рис. 7. Микрозондовые профили по кристаллам гранатов из гранатового амфиболита Гёргетаг — Бабоча, [36]

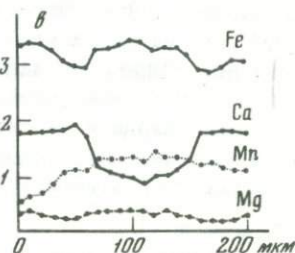
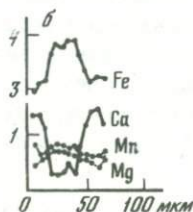
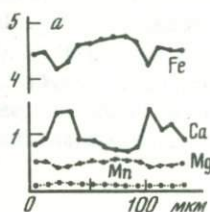
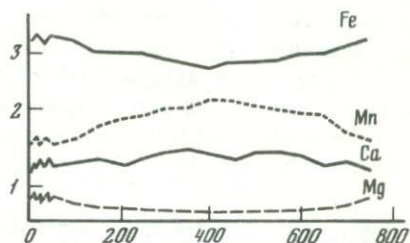
На оси ординат — числа ионов на 24 кислорода

Южная часть Большой Венгерской низменности состоит из протерозойско-палеозойских гранатовых и ставролитовых гнейсов, слюдяных сланцев и амфиболитов. Возраст метаморфизма принимается раннебайкальским или варисским. В районе структуры Альдье изотопные датировки предполагают герцинский возраст метаморфизма. В анализированном образце (рис. 8), происходящем из северной части структуры Альдье, различаются минеральные ассоциации двух типов метаморфизма. Ассоциация I этапа состоит из кварца, олигоклаз-андезина с обратной зональностью, биотита, мусковита и граната. Минералы II этапа представлены кварцем,

Рис. 8. Микрозондовый профиль по кристаллу граната из биотитового гнейса, обр. 4, скв. Альдзе-70, [36]

Рис. 9. Микрозондовые профили по кристаллам гранатов серии Кокава (а) и района Szank=26 (б, в)

а — ставролит-слюдистый сланец, б, в — биотитовые гнейсы



альбитом, хлоритом, серицитом, карбонатом и рудным минералом. Хорошо выраженная зональность граната относится к прямому типу (рис. 8). Эффект наложения II этапа метаморфизма проявлен незначительно только в краевых частях кристаллов граната.

Сложный тип зональности гранатов установлен Аркай и др. [36] в породах центральной части Большой Венгерской низменности и серии Кокава Западных Карпат.

Кристаллическое основание центральной части Большой Венгерской низменности состоит главным образом из слюдястых и кварц-слюдящих сланцев, милонитов, амфиболитов, серицитовых гнейсов, кварцитов, филлитовых сланцев. Метаморфизм района осуществляется в два этапа. Первый этап связан с варисским циклом горообразования. По Т-Р условиям он относится к эпидот-амфиболитовой, а местами к зеленосланцевой фациям. Второй этап — ретроградный по отношению к I этапу метаморфизма и проявился, вероятно, в альпийское время. Скважина района Szank-26, откуда отобраны образцы, пересекает толщу амфиболитов и подчиненных им биотитовых гнейсов. Эти типы пород переходят друг в друга. Минералы пород — роговая обманка, реликтовый олигоклаз-андезин с обратной зональностью, изредка антипертитовый микроклин, кварц, эпидот, гранат, биотит и новообразованный альбит. Биотит обилен в породах более кислого состава. Он замещается обычно хлоритом и мусковитом. Гранат в породах района Szank-26 обнаруживает зональность сложного типа, в которой можно выделить три зоны (рис. 9).

Аналогичная зональность гранатов установлена также в гранатовом ставролит-слюдистом сланце серии Кокава Западных Карпат (рис. 9). Породы этой серии были вначале метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации байкальского цикла, а затем регрессивно пере-

работаны альпийским зеленосланцевым метаморфизмом. Минералы прогрессивного этапа метаморфизма в изученном образце (рис. 9) представлены кварцем, мусковитом, биотитом, плагиоклазом, содержащем 25–35% *Ан*, гранатом, ставролитом и рудным. Хлорит, серицит, мусковит представляют минералы ретроградной альпийской фазы метаморфизма. Сложную зональность граната и появление новообразованного альбита авторы работы [36] связывают с вармисской гранитизацией этих пород.

Метаосадки Новой Англии, США

В районах Брайант Понд, Румфорд, Диксифилд и Бакфилд (Новая Англия, США) на западе штата Мэн сильно складчатые метаосадки силура и девона интродуцированы магматическими породами серии Нью-Хэмпшир [53]. Метаосадки представлены слюдястыми сланцами и гнейсами, в которых помимо кварца и биотита часто содержится плагиоклаз, мусковит, силлиманит, гранат и ортоклаз. Температура гранат-биотитового равновесия составляет 450–600°C (табл. 9). Гранаты в породах сильно желе-

Т а б л и ц а 8

Минеральный состав гранатов Западного Мэн (США) [53]

Минерал	6		9		22		24		60	
	<i>c</i>	<i>r</i>	<i>c</i>	<i>r</i>	<i>c</i>	<i>r</i>	<i>c</i>	<i>r</i>	<i>c</i>	<i>r</i>
<i>Pu</i>	6,0	6,0	6,3	5,7	7,3	5,7	8,3	7,3	7,7	5,0
<i>Spes</i>	22,3	26,3	14,7	8,1	17,2	12,8	10,7	11,4	7,9	11,2
<i>Alm</i>	69,3	63,7	76,2	82,0	73,9	78,0	79,7	79,0	81,7	82,0
<i>Gros</i>	2,2	4,0	3,2	1,9	1,7	1,7	1,2	1,1	2,1	2,2
Парагене- зис, кроме <i>Q, Gr, Bi,</i> <i>Mu</i>	<i>Ilm, Pl</i> (26 ^c – – 13 ^r)		<i>Sill, Ilm, Pl</i> (20 ^c – 13 ^r)		<i>Sill, Ilm, Pl</i> (19 ^c – 13 ^r)		<i>Sill, Ilm, Pl</i> (12 ^c – 10 ^r)		<i>Sill, Or,</i>	
Зональ- ность	Обратная		Сложная		Сложная		Обратная		Обратная	

Т а б л и ц а 9

Магнезиальность гранатов и биотитов и температура равновесий в гнейсах штата Мэн, рассчитанные по данным [53]

Параметр	6		9		22		24		60	
	<i>c</i>	<i>r</i>	<i>c</i>	<i>r</i>	<i>c</i>	<i>r</i>	<i>c</i>	<i>r</i>	<i>c</i>	<i>r</i>
X_{Gr}^{Mg}	0,061	0,062	0,064	0,059	0,074	0,059	0,084	0,075	0,079	0,051
X_{Bi}^{Mg}	0,375	0,375	0,366	0,366	0,391	0,391	0,415	0,415	0,316	0,316
T°, C	450 ^c	450 ^r	455 ^c	455 ^r	490 ^c	490 ^r	525 ^c	525 ^r	605 ^c	605 ^r
	450 ^r	450 ^r	450 ^r	450 ^r	445 ^r	445 ^r	460 ^r	460 ^r	460 ^r	460 ^r

зистые и обладают обратной и сложной зональностью (табл. 8, 9). Характерно, что в отдельных гранатах Западного Мэн от центра к периферии одновременно снижаются содержания пиропы и спессартина (табл. 8). Плагиоклазы в породах часто нормально зональны и имеют более кислую оторочку сравнительно с более основным центром.

Гнейсы и сланцы Становой области, Восточная Сибирь

Верхнеархейский [28] становой комплекс развит в Становой складчатой области. Эта область обрамляет с юга Алдано-Становой щит, простираясь в субширотном направлении от бассейна р. Витим до Охотского моря.

На 2-м Дальневосточном стратиграфическом совещании (1965 г.) была принята унифицированная схема, согласно которой становой комплекс расчленялся на иликанскую, купуринскую, брятинскую и усть-гилуйскую серии.

Иликанская серия, в породах которой установлены описываемые ниже зональные гранаты, распространена в бассейнах рек Гилой и Зей. Серия

63		66		69		70		71	
<i>c</i>	<i>r</i>	<i>c</i>	<i>r</i>	<i>c</i>	<i>r</i>	<i>c</i>	<i>r</i>	<i>c</i>	<i>r</i>
7,8	7,7	8,7	6,7	9,3	7,0	8,7	6,3	9,7	9,3
16,7	15,8	12,8	15,8	12,3	14,9	10,0	14,4	5,6	6,0
72,5	74,2	75,7	74,1	73,6	73,6	76,9	75,3	81,3	79,4
2,4	2,1	2,2	2,2	2,7	2,7	2,4	2,4	2,3	2,4
<i>Sill, Or, Pl</i> (21 ^c – 14 ^r)		<i>Sill, Or</i>		<i>Sill, Or</i>		<i>Sill, Or, Pl</i> (24 ^c – 19 ^r)		<i>Sill, Or, Pl</i> (24 ^c – 28 ^r)	
Сложная		Обратная		Обратная		Обратная		Обратная	

63		66		69		70		71	
<i>c</i>	<i>r</i>	<i>c</i>	<i>r</i>	<i>c</i>	<i>r</i>	<i>c</i>	<i>r</i>	<i>c</i>	<i>r</i>
0,080	0,079	0,089	0,069	0,098	0,073	0,091	0,066	0,100	0,098
0,374	0,374	0,382	0,382	0,509	0,509	0,392	0,392	0,368	0,368
505	505	550 ^c	550 ^c	475 ^c	475 ^c	550 ^c	550 ^c	600 ^c	600 ^c
505	505	500 ^r	500 ^r	400 ^r	400 ^r	500 ^r	500 ^r	595 ^r	595 ^r

Таблица 10

Химический состав биотитов станового комплекса

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
г-52-В	36,27	1,80	17,98	1,74	16,05	0,04	12,96
г-55-Е	36,99	1,85	18,90	0,47	15,96	0,06	12,33
г-52-Г	35,94	1,72	18,38	1,79	16,02	Сл.	12,74
Б-51	36,60	1,70	20,05	1,34	15,81	0,05	12,60
г-55-Ж	36,80	1,30	20,20	1,34	15,29	0,19	12,80
г-521-В	35,60	1,45	21,94	1,60	15,58	0,52	10,90
г-513-А	36,64	1,56	18,58	0,12	16,87	0,05	11,80
Б-41	37,37	2,15	19,93	0,66	17,22	0,10	9,20
Б-43-Б	37,27	1,75	19,54	0,13	17,72	0,08	9,90
г-51-А	36,06	1,47	18,63	1,89	16,30	0,07	13,20
г-28	36,00	1,67	19,02	1,94	19,58	Сл.	10,43
г-32	35,60	1,86	21,30	1,81	19,18	0,02	8,32
Б-40	34,90	3,13	16,28	0,38	23,68	0,32	8,14
565	35,67	2,77	18,72	0,10	18,97	0,19	7,43
576	37,06	2,49	19,52	0,95	14,05	0,06	12,70
1034-6*	35,60	1,70	19,72	Н.о.	21,30	0,04	8,18
1034-7*	34,90	2,00	18,20	"	21,80	0,02	8,56

Примечание. Сумма дана без фтора, химии-аналитики, Ж.А. Шека, Р.И. Грицай, Л.А. Авдеевнина, Э.С. Натарева, Ю.С. Бабаева, Г.А. Макарова, В.Н. Залевская.

* Данные микросондирования. Н.о. — нет определения.

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	F	Сумма
0,42	0,40	7,99	0,43	Сл.	3,74	0,25	99,82
0,26	0,34	8,57	0,26	"	3,60	0,34	99,59
Сл.	0,47	8,03	0,30	"	4,05	0,30	99,44
0,25	Сл.	7,70	0,14	—	3,35	Сл.	99,59
Сл.	"	7,20	0,16	—	4,20	0,10	99,48
0,25	"	7,70	0,22	—	3,80	Сл.	99,56
0,57	0,33	8,70	Н.о.	—	4,30	0,33	99,52
1,00	0,28	7,31	"	—	4,29	0,31	99,51
0,70	0,26	8,20	"	—	4,26	0,16	99,81
0,20	0,70	7,85	"	—	3,87	0,35	100,24
0,34	0,54	7,85	"	—	2,85	0,35	100,22
—	0,43	7,13	"	—	4,42	0,14	100,07
0,44	0,20	8,60	0,30	Сл.	3,29	0,03	99,63
0,78	0,32	9,18	Н.о.	0,18	4,62	0,18	99,11
0,37	0,40	8,39	0,19	Сл.	3,29	0,24	99,71
0,04	0,20	8,70	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	95,48
—	0,40	9,02	"	"	"	"	94,90

Таблица 11

Химический состав гранатов станового комплекса

Компонент	г-52-Г		г-51-А		г-32	
	c	r	c	r	c	r
SiO ₂	38,43	39,11	38,11	37,70	37,10	36,44
TiO ₂	0,11	0,04	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	20,83	21,07	20,33	19,66	20,38	20,41
FeO _{общ.}	26,61	30,12	29,07	31,67	32,68	32,82
MnO	3,27	1,81	2,14	1,96	2,20	2,16
MgO	2,33	3,30	3,16	3,55	4,70	3,99
CaO	7,95	4,76	6,01	3,27	1,23	1,88
Сумма	99,53	100,21	98,82	97,81	98,29	97,70
χ_{Gr}^{Mg}	0,1219	0,1554	0,1528	0,1581	0,1935	0,1688
Тип зональности	Прямая		Прямая		Обратная	

Б-40		г-55-Ж		г-513		
c	r	c	r	c	i	k
37,25	36,79	38,73	38,54	40,57	39,50	39,48
0,005	0,005	0,10	0,005	0,02	0,03	0,005
20,35	20,00	20,45	20,18	21,52	19,92	19,60
28,24	24,56	26,96	29,53	30,28	31,84	32,00
3,28	6,07	2,65	0,20	1,04	0,17	1,70
2,79	1,49	2,11	4,09	6,33	5,32	3,69
6,66	8,58	8,29	4,86	1,11	0,12	2,20
98,58	97,49	99,29	97,40	100,87	96,90	98,67
0,1361	0,0796	0,1126	0,1969	0,2647	0,2285	0,1631
Обратная		Прямая		Обратная		

Таблица 11 (продолжение)

Компонент	г-55-г					
	c_1	i_1	r_1	c_2	i_2	r_2
SiO ₂	37,41	39,63	38,52	37,71	38,24	38,19
TiO ₂	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Al ₂ O ₃	21,82	21,62	21,36	21,56	22,01	22,86
Fe ₂ O ₃	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
FeO _{общ.}	31,41	27,59	31,42	32,08	28,17	29,44
MnO	2,90	3,21	2,57	3,73	2,76	2,20
MgO	5,41	2,64	3,12	3,68	2,72	2,89
CaO	1,35	6,79	4,33	2,22	8,09	6,59
Сумма	100,32	101,48	101,32	100,98	101,89	101,17
X_{Gr}^{Mg}	0,2191	0,1323	0,1404	0,15046	0,1353	0,1399
Тип зональ-ности	Сложная					

Таблица 11 (окончание)

Компонент	1034-7		г-51-А	г-513-А	г-55-Ж	г-52-В	Б-51
	c	r	Валовый состав*				
SiO ₂	36,94	37,23	37,19	37,03	42,40	43,70	36,55
TiO ₂	0,01	0,01	0,12	0,04	0,25	0,12	0,02
Al ₂ O ₃	21,78	20,98	20,87	20,89	20,95	19,76	20,97
Fe ₂ O ₃	Н.о.	Н.о.	1,29	1,07	1,46	0,09	—
FeO	32,28	33,11	28,96	30,70	25,28	26,52	32,33
MnO	1,04	0,23	1,63	1,14	1,68	1,27	1,27
MgO	1,28	2,80	3,23	6,26	4,25	3,26	5,44
CaO	6,00	5,25	5,98	2,04	3,24	5,27	2,79
Сумма	99,33	99,61	99,27	99,17	99,51	99,99	99,37
X_{Gr}^{Mg}	0,0640		0,1534		0,2110		0,2238
Зональ-ность	Прямая			0,2537		0,1724	

Примечание. *Валовой состав гранатов, определенный "мокрым" анализом (аналитики Ж.А. Шека, Т.И. Бортина), остальное данные микронзондирования, в которых FeO — общее (С.П. Баталова, З.С. Натарова).

представлена роговообманковыми, биотит-роговообманковыми и биотитовыми плагиогнейсами и гнейсами, амфиболитами, с подчиненными горизонтами высокоглиноземистых пород, кварцитов и мраморов. Среди глиноземистых, бедных кальцием метаморфических пород наиболее распространены гранат-биотитовые, биотитовые, мусковит-гранат-биотитовые гнейсы, в которых иногда присутствуют силлиманит или дистен. Ставролит-содержащие гнейсы встречаются значительно реже, также редки гнейсы с

г-55-г			г-513-А			1034-6	
r_3	i_4	r_4	c	i	r	c	r
38,45	39,60	39,93	41,17	39,60	38,92	37,77	37,80
Н.о.	0,05	0,03	0,016	0,040	0,005	0,01	0,01
21,62	21,10	20,05	21,83	21,28	18,94	21,05	21,78
Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
29,84	25,78	28,49	29,08	29,70	29,81	33,00	33,34
1,62	3,12	0,96	0,63	0,71	1,07	0,92	0,47
2,92	2,31	2,92	7,76	7,48	4,90	1,99	3,73
7,20	8,02	6,83	1,22	1,31	1,77	4,58	3,90
101,65	99,98	99,21	101,70	100,12	95,41	99,32	101,03
0,1418	0,1245	0,1501	0,3175	0,3047	0,2203	0,0946	0,1643
					Обратная	Прямая	

г-521-В	Б-41	Б-43-Б	г-28	г-32	г-55-е	565	576
Валовый состав*							
36,48	43,70	41,60	40,44	42,80	40,50	41,80	41,43
0,02	0,11	0,07	Сл.	0,04	—	0,03	0,03
20,81	19,99	20,95	20,48	20,82	19,52	20,88	20,74
0,22	1,93	1,28	—	—	—	1,23	0,46
34,15	25,18	28,36	31,41	30,08	28,64	28,60	27,53
1,65	2,17	1,15	0,57	0,71	1,85	2,21	1,28
4,47	3,96	4,03	3,69	3,08	3,67	1,49	5,07
2,04	2,48	2,38	3,09	2,63	5,79	2,89	2,42
99,84	99,52	99,82	99,68	100,16	99,97	99,13	98,96
	0,1953		0,1705		0,1765		0,2360
0,1812		0,1897		0,1513		0,0767	

калишпатом: основная доля глиноземистых пород представлена плагиогнейсами.

Петрографическое изучение пород показало, что взаимоотношения минералов в породах станового комплекса в целом равновесны и коррозионные структуры встречаются редко. Надежно устанавливаются такие минеральные парагенезисы, как $Gr + Ky + Bi + Pl + Q$; $Gr + St + Ky + Bi + Pl + Q$; $Gr + Bi + Mu + Pl + Q + Kf$; $Gr + Sill + Bi + Mu + Pl + Q$; $Gr + Bi + Pl + Q$. В от-

Таблица 12

Магнезиальность гранатов, биотитов и температура равновесий минералов станового комплекса

Образец	г-52-В	г-55-е	г-52-Г	Б-51
X_{Gr}^{Mg}	0,1724	0,1765	0,1219 ^c	0,2238
			0,1554 ^r	
X_{Bi}^{Mg}	0,5667	0,5720	0,5629	0,5682
T°, C	525	525	475 545	610

Образец	г-51-А	г-28	г-32	Б-40
X_{Gr}^{Mg}	0,1528 ^c		0,1935 ^c	0,1361 ^c
	0,1581 ^r	0,1705	0,1688 ^r	0,0796 ^r
X_{Bi}^{Mg}	0,5655	0,4657	0,4158	0,3734
T°, C	540 545	610	675 650	640 525

Таблица 13

Химический состав плагиоклазов станового комплекса

Компонент	г-52-г		г-51-А		г-55-г	
	c	r	c	r	c	r
Al ₂ O ₃	22,68	25,15	23,18	25,18	23,67	24,83
Na ₂ O	9,45	8,40	4,32	6,33	6,59	6,91
K ₂ O	0,10	0,07	0,09	0,07	0,12	0,79
SiO ₂	63,49	58,69	65,08	60,90	62,50	60,92
CaO	4,17	6,50	3,35	6,37	5,60	6,53
Σ	99,89	98,81	96,02	98,85	98,48	99,98
X_{An}^{Pl}	0,12	0,34	0,18	0,31	0,23	0,30
	0,19	0,30	0,30	0,35	0,32	0,34
Оптика	—	—	—	—	—	—

Примечание. * — "мокрый" анализ, остальное данные микрозондирования, в обр. г-52-г, г-51-А, г-55-г, г-55-ж верхняя цифра в значении X_{An}^{Pl} рассчитана по соотношению Al₂O₃ и SiO₂, нижняя — Na₂O и K₂O.

дельных случаях обнаруживаются ассоциации с хлоритом $Gr + Bi + Pl + Q + Chl$; $Gr + Sta + Bi + Ky + Mu + Chl + Pl + Q + Ore$ (обр. 2-51-А, 2-55-Д соответственно). Хлорит в этих породах находится в очень небольших количествах (1-2 об.%) в виде индивидуальных чешуек без очевидных признаков замещения им других минералов. Это, видимо, доказывает его равновесное сосуществование с остальными минералами парагенезиса. Из минералов комплекса в настоящее время хорошо изучены биотиты и

	г-55-Ж	г-521-В	г-513-А	Б-41	Б-43-Б
	0,1126 ^c		0,3175 ^c		
		0,1812	0,3047 ⁱ	0,1953	0,1897
	0,1969 ^r		0,2203 ^r		
	0,5775	0,5254	0,5525	0,4778	0,4961
	450 580	610	700 565	640	630

	565	576	1034-6	1034-7
			0,0946 ^c	0,0640 ^c
	0,0767	0,2360	0,1643 ^r	0,1302 ^r
	0,4075	0,6020	0,4058	0,4114
	500	605	550 650	400 620

	г-55-ж		г-28	г-26	Б-40	Б-43-Б	Б-51	576
	c	r	*	*	*	*	*	*
	25,70	26,92	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
	6,99	6,40	5,94	5,51	6,48	6,16	6,71	4,41
	0,07	0,06	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
	59,01	58,56	"	"	"	"	"	"
	7,96	8,80	4,32	7,05	6,04	6,39	6,39	6,83
	99,73	100,74	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
	0,36	0,40						
	0,38	0,43	0,29	0,41	0,34	0,36	0,34	0,46
	—	—	0,30	—	0,32	0,38	0,30	0,40

гранаты (табл. 10-11). Содержание титана в биотитах колеблется в пределах 1,30-2,77 вес.%, что типично для биотитов амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций [30, 51]. Содержания СаО и МпО в гранатах из метapelитовых пород меняются в широких пределах (табл. 11). Магнезиальность гранатов меняется также широко (табл. 12), однако она не поднимается выше 0,318. Это обстоятельство также типично для гранатов низко- и среднетемпературных метаморфических комплексов [22, 25].

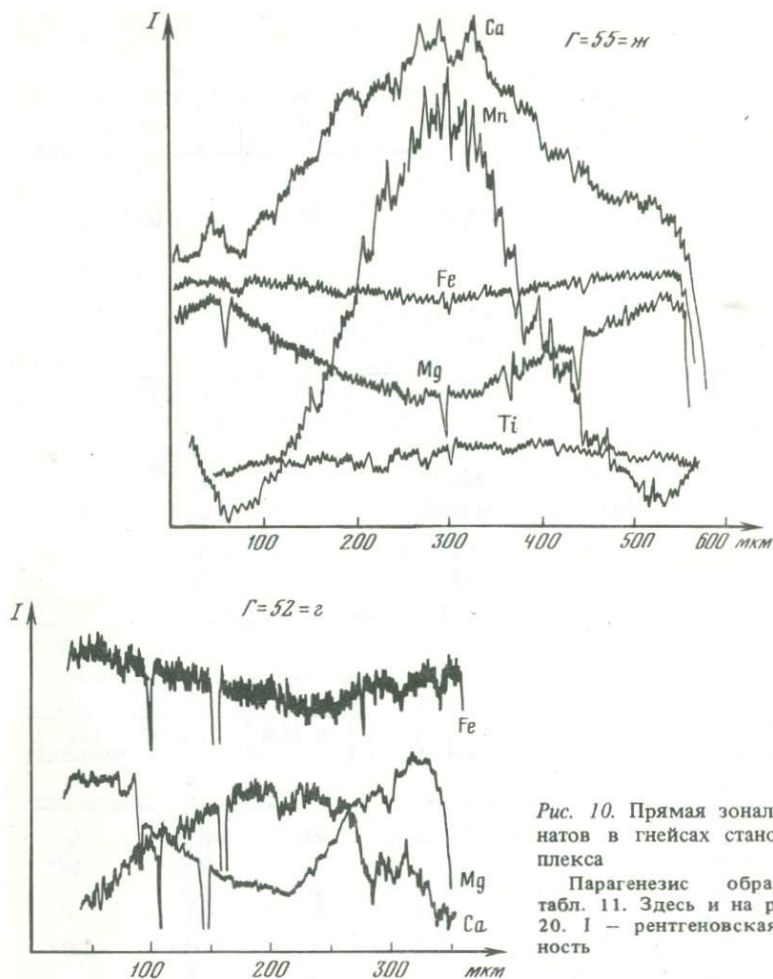


Рис. 10. Прямая зональность гранатов в гнейсах станового комплекса

Парагенезис образцов см. табл. 11. Здесь и на рис. 11–15, 20. I — рентгеновская интенсивность

Фациальная характеристика условий станового метаморфизма приводится в специальной работе, где показано, что метаморфизм комплекса отвечал в основном ставролитовой и кварц-мусковитовой минеральным фациям при давлении на твердую фазу около 7 кбар [23].

Определение температур метаморфизма по валовым составам гранатов и биотитов и по краевым зонам гранатов и сосуществующих биотитов дает интервал температур, равный 505–675°С (табл. 12).

Изучение пространственного распределения температур по площади выхода станового комплекса на дневную поверхность показало, что к бассейну нижнего течения р. Гиллюй (в районе от перевоза Золотая Гора до устья р. Гиллюй) приурочены одни из наиболее низких температур метаморфизма, значения которых не превосходят 600°С. На остальной территории центральной части Становика температуры гранат-биотитовых равновесий обычно превышают 600°С. Таким образом, в бассейне нижнего

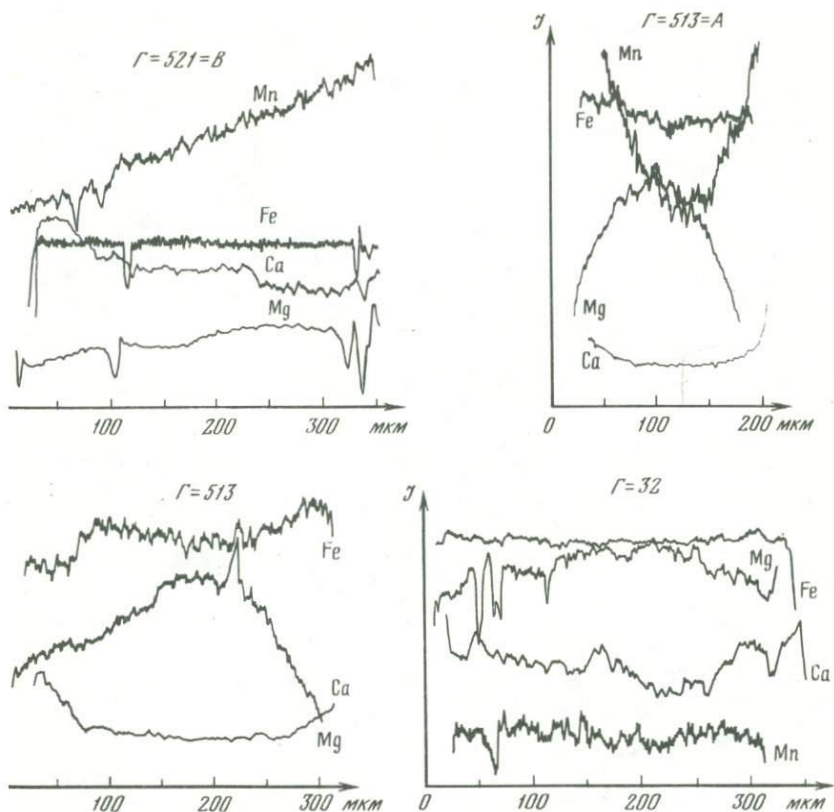


Рис. 11. Обратная зональность гранатов в гнейсах станового комплекса

чения р. Гиллой выделяется низкотемпературная зона станового метаморфизма. В минеральных парагенезисах этого района установлены специфические парагенезисы ставролит-хлоритовой и кианит-биотит-ставролитовой субфазий ставролитовой минеральной фации (обр. 2-55-Д, 2-55-Ж). Минеральные парагенезисы ставролитовой фации (но с более высокими температурами гранат-биотитовых равновесий) устанавливаются также в других районах Становой области, тяготеющих больше к ее южной сти (бассейны рек Иличи и Джелтулак).

Изучение составов гранатов станового комплекса (рис. 10–13, бл. 11) показало, что в них наблюдаются три типа зональности — прямой, обратный и сложный. Прямой тип зональности гранатов встречается только в нижнем течении р. Гиллой, в зоне температур ставролитовой фации. По форме профилей (рис. 10, 13) и химических анализов гранатов прямым типом зональности можно судить, что, кроме обычных компонентов CaO, MnO, FeO, MgO, в кристаллах зонально распределен также и CO_2 , концентрации которого в периферии зерен постепенно уменьшаются. Прохождение самых краевых зон прямозональных гранатов довольно характерно: в них наблюдается возрастание концентраций CaO, MnO при умень-

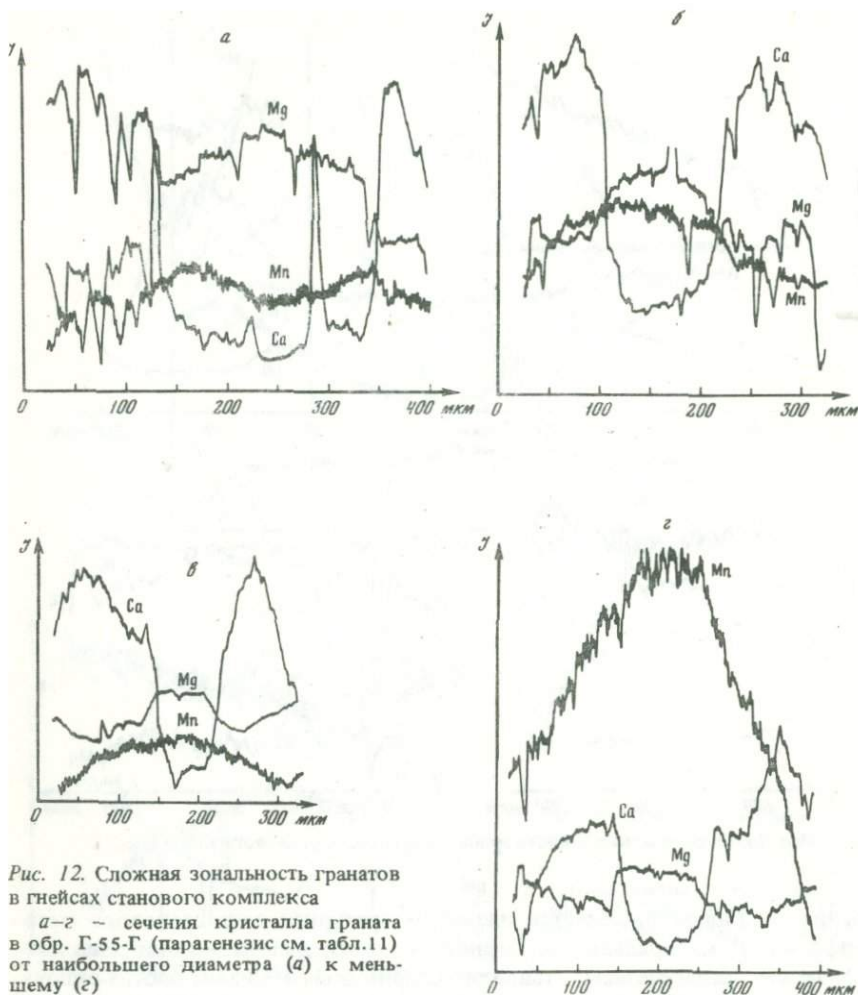


Рис. 12. Сложная зональность гранатов в гнейсах станового комплекса

а-г — сечения кристалла граната в обр. Г-55-Г (парагенезис см. табл.11) от наибольшего диаметра (а) к меньшему (г)

шении MgO (рис. 10, обр. г-55-ж). Очевидно, на периферии кристаллов происходит смена прямого типа зональности гранатов обратным. Гранаты с прямой зональностью ассоциируют с плагиоклазами, основность которых от центров кристаллов к краям возрастает (рис. 14, табл. 13). Эта зональность плагиоклазов хорошо видна под микроскопом. Более кислые внутренние ядра плагиоклазов имеют резкие и отчетливые границы с облегающей их основной оторочкой (рис. 14). Обратный тип зональности гранатов наблюдается на остальной территории Становика, где температура метаморфизма превышала 600°C . Изучение формы профилей показывает, что в случаях гранатов с обратной зональностью кристаллы имеют слабозональные ядра и краевые каймы с высоким значением градиентов концент-

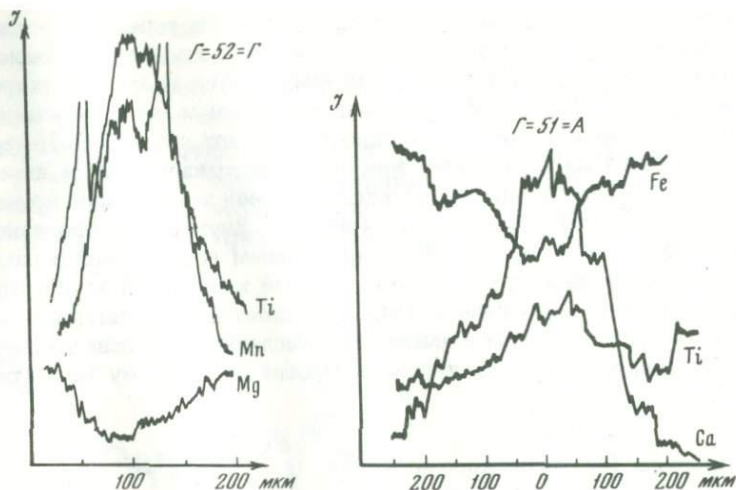


Рис. 13. Зональность в распределении титана в гранатах с прямой зональностью, становой комплекс

Парагенезисы образцов см. в примечаниях к табл. 11

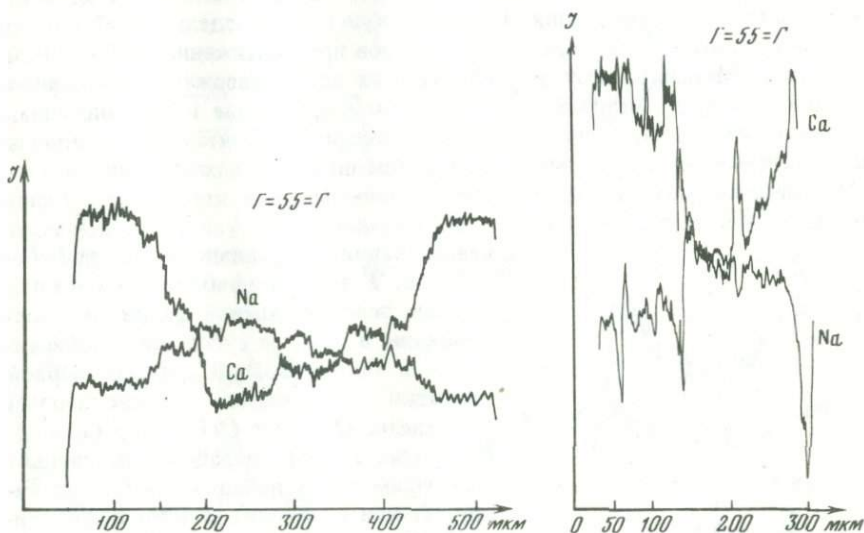


Рис. 14. Обратная зональность плагиоклазов (с возрастанием известковистости от центров кристаллов к краям) в гнейсах становой комплекс

Парагенезисы образцов см. в примечаниях к таблице 11

раций всех компонентов. Мощность этой каймы в обратнотональных гранатах не превышает 100 микрон (рис. 12).

Сложная зональность гранатов установлена в нижнем течении р. Гилуй в зоне температур ставролитовой фации. Особенно надо подчеркнуть интересный факт переслаивания пород в одном обнажении, гранаты из которых обладают разными типами зональности. Однако в каждом прослое гранаты обладают только одним видом зональности.

Сложная зональность гранатов была установлена только в одном про- слое, состоящем из граната, биотита, мусковита, зонального плагиоклаза с обратной зональностью, кварца, единичных чешуек хлорита и ставролита. Эта зональность характеризуется малокальциевым внутренним ядром кристалла и внешней зоной с повышенным содержанием СаО. Интересно, что содержание СаО во внешней зоне выше содержания СаО в ядре в 6–8 раз (табл. 11), а граница ядра с внешней зоной хорошо фиксируется по резкому увеличению градиента СаО (рис. 12). Внутреннее ядро кристалла обладает обратной зональностью с характерным ростом MnO и падением MgO от центра ядра к границе его с внешней кальциевой зоной. Краевая кайма с высоким содержанием СаО превышает или сопоставима по размерам с внутренним ядром и имеет многочисленные неопределимые включения. Зональность краевой каймы построена по прямому типу (рис. 12 В–Г и табл. 11).

Метаморфозы Золотогорского поднятия Корякского нагорья, Камчатки

Метаморфические породы Золотогорского поднятия Корякского нагорья на северном побережье Анадырского залива слагают две зоны северо-восточного простирания: Прохоровскую и Водораздельную. Мощность зон составляет первые десятки километров при протяженности 70–90 километров. Метаморфизму в пределах этих зон подвержены стратифицированные породы мезозойского возраста, интрузивные и вулканогенные образования. Метаморфизм в районе — зональный, контактово-региональный, генетически связанный с внедрением интрузий плагиогранитов. Степень метаморфизма пород постепенно повышается к контактам с гранитоидами, что выражается в последовательной смене условий зеленосланцевой фации условиями эпидот-амфиболитовой, а затем амфиболитовой фаций.

Породы зеленосланцевой фации метаморфизованы в двух ее субфациях: добиотитовой и биотитовой. В породах первой субфации отмечается безбиотитовый парагенезис $Q + Ab + Chl + Ser + Cc \pm Ep$. В породах второй субфации к названным минералам могут добавляться биотит, калишпат или актинолит. Эпидот-амфиболитовая фация определяется появлением парагенезисов со ставролитом, андалузитом, гранатом и мусковитом. В условиях амфиболитовой фации ставролит не устой-

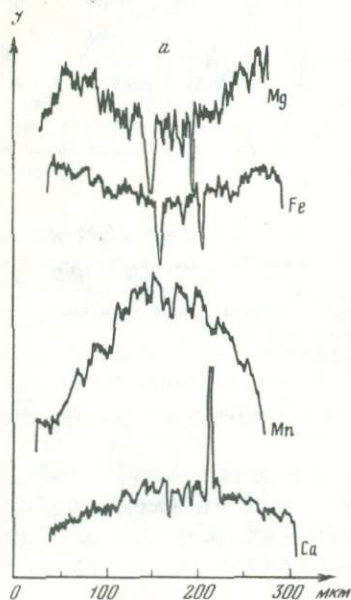


Рис. 15. Микрозондовые профили по диаметрам кристаллов гранатов в метапелитах Золотого хребта, Корякское нагорье

a–*г* — из пород эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, *б* — из зоны мигматитов. В образце "в" записан полупрофиль, центр зерна приходится на начало координат

ив, андалузит замещается силлиманитом и появляются мигматиты. В отдельных образцах андалузит и силлиманит находятся совместно. Эти находки дают возможность определить давление метаморфизма в 4 кбар, согласно диаграмме Холдveja [62].

В амфиболитовой фации парагенезисы мусковита с кварцем и силлиманитом распространены широко. Напротив, ассоциация силлиманита, каишата и кварца без мусковита неизвестна. Это позволяет ограничить условия метаморфизма Прохоровской и Водораздельной зон по темпера-

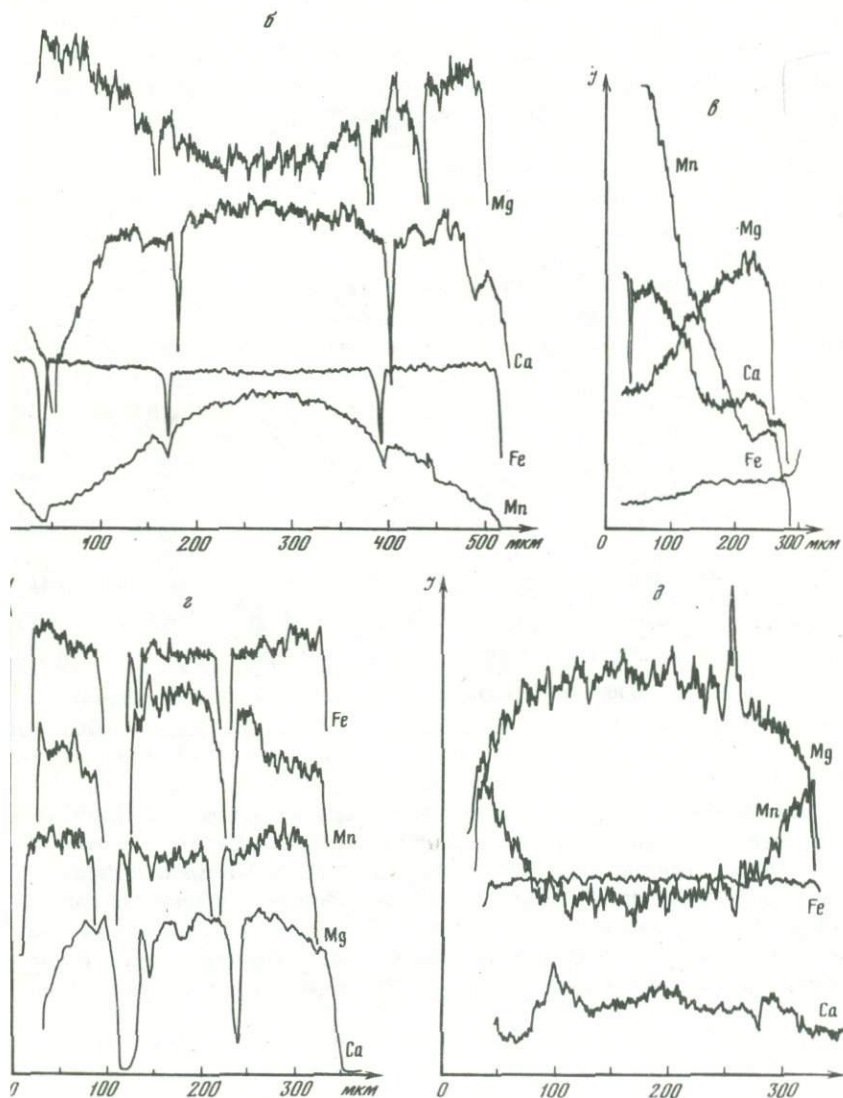


Рис. 15. (окончание)

Т а б л и ц а 14

Химический состав гранатов Золотого хребта Корякского нагорья

Компонент	3396-1		3396-A		3384-2в	
	<i>c</i>	<i>r</i>	<i>c</i>	<i>r</i>	<i>c</i>	<i>r</i>
SiO ₂	36,66	37,25	37,21	37,15	36,94	37,19
TiO ₂	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
Al ₂ O ₃	21,13	21,01	20,87	21,05	21,17	21,16
FeO	32,71	33,86	27,74	34,71	28,56	32,45
MnO	4,45	3,73	6,46	0,45	5,54	2,46
MgO	1,86	2,00	0,99	2,53	1,35	2,11
CaO	3,26	2,52	6,87	2,17	4,52	3,29
Сумма	100,07	100,37	100,14	98,06	98,08	98,66
X_{Gr}^{Mg}	0,082	0,087	0,048	0,110	0,065	0,096
Зональность	Прямая					

Т а б л и ц а 14 (окончание)

Компонент	3370-4		3453		3344	
	<i>c</i>	<i>r</i>	<i>c</i>	<i>r</i>	<i>c</i>	<i>r</i>
SiO ₂	36,52	36,52	37,66	37,51	35,35	35,49
TiO ₂	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
Al ₂ O ₃	20,36	21,18	20,79	21,35	23,56	23,48
FeO	31,40	31,39	32,19	33,87	31,46	32,31
MnO	4,47	6,62	3,70	0,98	3,31	1,90
MgO	2,66	2,06	2,95	3,82	4,03	4,30
CaO	1,27	0,70	2,32	1,46	2,60	2,16
Сумма	96,68	98,47	99,61	99,00	100,31	99,64
X_{Cr}^{Mg}	0,117	0,088	0,127	0,164	0,171	0,188
Зональность	Обратная		Прямая		Прямая	

туре биотит-мусковит-гнейсовой фацией. Согласно диаграммы [20], верхний предел метаморфизма по температуре составит около 620°С.

Изученные гранаты Золотогогорского поднятия обнаруживают прямую и обратную зональность (рис. 15 и табл. 14). Прямая зональность гранатов наблюдалась в породах, метаморфизм которых не превышал условий эпидот-амфиболитовой фации. Обратная зональность обнаружена в гранатах из зоны мигматитов (табл. 14 обр. 3370-4 и рис. 15, д).

ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Особенности строения зональности высокотемпературных гранатов, отвечающих по $T-P$ условиям в основном гранулитовой фации, рассматриваются ниже на примерах из метаморфических комплексов Японии, Италии, Мадагаскара, Австрии, Шотландии и Советского Союза. Эти комплексы являются заведомо разнотемпературными и разновозрастными, но зональность гранатов в них обнаруживает определенные общие черты и резко отличается от "низкотемпературной" зональности.

Гнейсы Хида, Япония

Гнейсы Хида выходят на поверхность на плато Хида в центральной Японии: они представлены пироксеновыми гнейсами, эцлогитовыми сланцами, калишпат-корундовыми, биотитовыми и роговообманково-пироксеновыми гнейсами, основными мигматитами, мраморами и известково-силикатными породами, интродуцированными разнообразными гранитами [88]. Метапелитовые гнейсы в метаморфическом поясе Хида распространены незначительно, что отличает зону от других метаморфических зон Японии. Метапелитовые гнейсы переслаиваются с основными сланцами и лишь иногда образуют самостоятельные мощные горизонты. Главные минералы метапелитовых пород — гранат, калишпат, биотит, кварц, плагиоклаз, к которым изредка присоединяется в небольших количествах силлиманит. Вторичные минералы этих гнейсов — мусковит, эпидот, хлорит, пренит, а рудные — ильменит, магнетит. В метапелитах стабильная ассоциация калишпата и силлиманита, а мусковит вместе с кварцем не встречаются. Калиевый полевой шпат в метапелитах представлен микроклином или пертитовым ортоклазом. Плагиоклаз содержит 24–89% анортитовой составляющей. Содержание титана в биотитах достигает в отдельных случаях 5%.

Пироксеновые гнейсы состоят из двух пироксенов, альмандинового граната, роговой обманки, калишпата, плагиоклаза и кварца. Ортопироксен имеет состав $En_{90} - Fs_{10}$ и замещается амфиболом. Содержание пироба в гранатах пироксеновых гнейсов колеблется в пределах 0,5–17,7 мол. %. Плагиоклаз меняется по составу от андезина до лабрадора. Вторичные минералы в этих породах — голубовато-зеленая роговая обманка, эпидот, биотит и пренит.

Эцлогитовые породы гнейсов Хида в отличие от слоистых гнейсов обладают массивной текстурой и содержат устойчивую минеральную ассоциацию граната, клинопироксена и кварца.

Роговообманково-клинопироксеновые породы состоят из роговой обманки, клинопироксена, калишпата, плагиоклаза, кварца, биотита, графита и апатита, и иногда граната. Вторичные минералы представлены голубовато-зеленой роговой обманкой, эпидотом, хлоритом и пренитом. Некоторые роговые обманки содержат высокие содержания титана, а на диаграммах соотношений Si, Ca, Na попадают в поля гранулитовой и амфиболитовой фаций. В известково-силикатных породах главные минералы — клинопироксен, плагиоклаз, калишпат, кварц и графит. Мрамора, помимо кальцита, доломита, содержат андрадит, клинопироксен, тремолит, графит, флогопит и волластонит. Последний минерал наблюдается в виде секущих жил.

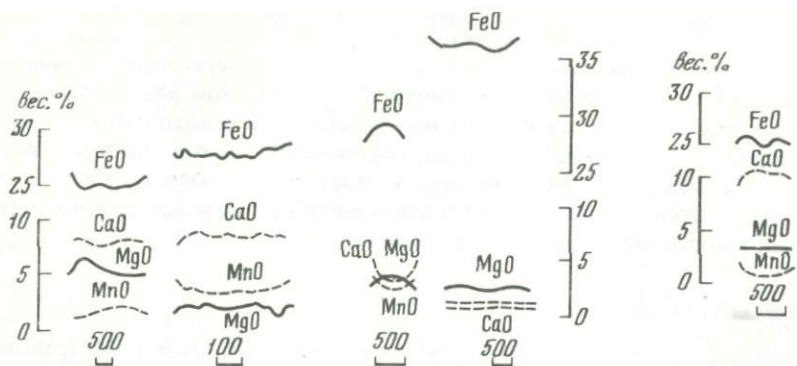


Рис. 16. Микронзондовые профили по диаметрам кристаллов гранатов из биотитовых гнейсов Хида [88]

Масштаб длины показан отрезками в микронах

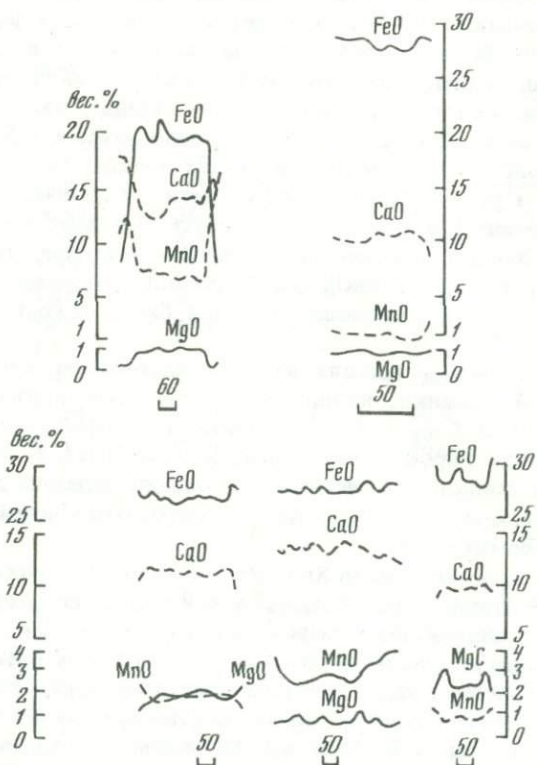


Рис. 17. Микронзондовые профили по диаметрам кристаллов гранатов из пироксеновых гнейсов Хида [88]

Масштаб длины показан отрезками в микронах

История метаморфизма гнейсов Хида, по Сузуки [88], выглядит следующим образом. В первую фазу метаморфизма в поясе Хида образовались минеральные ассоциации гранулитовой фации: двупироксеновые с коричневым амфиболом гнейсы, калишпат-корундовые, эклогитовые, клинопироксен-плаггиоклазовые породы и силлиманит-кварц-калишпат-гранат-биотитовые гнейсы. Температура этого метаморфизма была выше 700°C , а величина давления составляла 3–5 килобар. Ассоциации гранулитовой фации метаморфизма были затем преобразованы в условиях амфиболитовой фации более позднего метаморфизма. Это выразилось в замещении пироксенов роговой обманкой, микроклинизации ортоклаза, развитии минерального парагенезиса мусковита с кварцем вместо силлиманита и калишпата и образовании зональности гранатов. Полиметаморфизм гнейсов Хида доказывается также метаморфизмом в условиях амфиболитовой фации основных даек, секущих региональную гнейсовидность вмещающих пород и имеющих собственную сланцеватость. Возраст метаморфизма гранулитовой фации Плато Хида не моложе 500 млн. лет, возраст амфиболитового метаморфизма составляет около 300 млн. лет [88].

Гранаты в зоне Хида встречаются чаще всего в пироксеновых и биотитовых гнейсах, а в других породах наблюдаются спорадически. Зональность гранатов Хида относится к сложному и обратному типам. Резкой зональностью обладают края зерен, а ядра гранатов зональностью выражена гораздо слабее (рис. 16, 17). Асимметричное изменение концентрации компонентов по профилю зерен (рис. 16, 17), вероятно, надо относить на счет сложной формы кристаллов, вследствие чего в плоскости разреза на одинаковом расстоянии от ядра присутствуют различные по времени образования (а не одна и та же) зоны.

Гранулитовые породы Северной Италии

В Северной Италии гранулитовые породы известны в метаморфической полосе Иври-Вербано, простирающейся с юга-запада на северо-восток на длину около 100 км при ширине 10 км [84]. Они представлены крутопадающими горизонтами метапелитов, метабазитов и метаультрабазитов. Степень метаморфизма района неоднородна: с востока на запад она постепенно возрастает до уровня гранулитовой фации. Температура метаморфизма, по Р. Шмид и Б. Вуд [84], изменяется в пределах $700\text{--}820^{\circ}\text{C}$, а общее давление — 9–11 кбар. Генезис гранулитовой фации метаморфизма в полосе Иври-Вербано объясняется авторами внедрением интрузии основных пород в породы, ранее перекристаллизованные в условиях амфиболитовой фации. Как показали определения возраста монацитов и цирконов U–Pb методом главная фаза метаморфизма связана с каледонской орогенцией.

Р. Шмид и Б. Вуд изучали метапелитовые породы, состоящие из граната, биотита, кварца, ортоклаза, плаггиоклаза, силлиманита, графита, рутила, ильменита и (в низкотемпературных гнейсах) пирита. Микрозондированием установлено, что большинство кристаллов граната гомогенно в центральных частях по распределению CaO, FeO, MnO и MgO. Внешние зоны кристаллов, однако, шириной не более 100–200 микрон (общий размер зерен составляет 2 мм и больше), резко зональны по FeO и MgO,

причем к краям зерен концентрации MgO уменьшаются, а FeO возрастают. Зональность по MnO и CaO выражена слабее, правилом является возрастание MnO к краям кристаллов (табл. 15).

Интересным моментом работы Р. Шмида и Б. Вуда [84] является, по-видимому, точно зарегистрированная ими неоднородность состава кристаллов биотита: чешуйки биотита, расположенные внутри зерен граната более

Таблица 15

Химические составы зональных гранатов из метapelитов Иври-Вербано [84], вес. %

Компонент	SD-139		SD-360 F		SD-798C		SD-430E		SD-1031-E	
	c	r	c	r	c	r	c	r	c	r
FeO	28,6	30,5	30,6	32,7	25,9	29,3	28,4	32,1	30,4	33,9
MnO	0,42	0,42	1,05	1,15	0,30	0,32	1,60	1,04	2,03	2,79
MgO	8,84	7,55	6,32	4,61	10,6	8,34	8,70	5,26	3,07	2,51
CaO	0,64	0,65	1,98	1,95	1,23	1,29	1,55	1,80	4,84	1,43

Зональность Обратная

Примечание. Минеральный парагенезис всех образцов: $Gr+Bi+Sill+Kfs+Pl+Q$.

Таблица 16

Химические составы биотитов внутри кристаллов граната (in) и вне их (out) из метapelитов Иври-Вербано [84], вес. %

Окисел	SD-139		SD-360-T		SD-798-C	SD-430-E		SD-1031-E
	in	out	in	out	out	in	out	out
FeO	8,80	12,80	13,50	13,10	11,6	13,10	15,30	18,80
MnO	0,05	0,05	0,04	0,04	Her	Her	Her	0,10
MgO	16,60	17,00	12,50	11,50	16,50	15,20	12,40	8,40
K ₂ O	9,50	10,00	Н. о.	9,60	9,70	9,70	9,50	9,40
TiO ₂	5,65	3,63	Н. о.	4,30	5,10	3,00	4,86	3,50

Таблица 17

Магнезиальности гранатов и биотитов и температуры равновесий в метapelитах Иври-Вербано, рассчитанных по данным [84]

Параметр	SD-139		SD-360 F	
	c	r	c	r
X_{Gr}^{Mg}	0,3518	0,3032	0,2624	0,1952
	in	out	in	out
X_{Bi}^{Mg}	0,7697	0,7021	0,622	0,6094
T°, C	600	605	620	560

магнезиальны, чем кристаллы биотита основной массы породы (табл. 16). Обратную зональность гранатов и повышенную железистость биотитов в основной массе породы авторы [84] объясняют наложением регрессивной фазы метаморфизма на гранулиты Иври-Вербано, что отчасти подтверждается температурами образования центральных и краевых зон гранатов (табл. 17).

Гранулитовые породы острова Мадагаскар

Породы гранулитовой фации на острове Мадагаскар образуют удлиненную с севера на юг метаморфическую полосу [41].

Породы полосы объединены в три литологических серии: Андроянскую, Графитовую и Вохибори. Породы Андроянской серии представлены главным образом интрузивами чарнокитов и гранулитов. Графитовая серия представлена метасадочными графит-биотит-силлиманитовыми гнейсами, кварцитами, пироксенитами и амфибол-биотитовыми, биотитовыми мигматитами. Серия Вохибори сложена полосчатыми гнейсами, амфиболитами, пироксенитами и иногда кварцитами. Возраст серий, скорее, неясен, однако полагают, что главный этап метаморфизма мог совершиться в архее.

В гранулитах Мадагаскара описаны такие минеральные ассоциации: $Q + Pl + Opx + Cpi$; $Q + Kfs + Sill + Zr + Rt$; $Pl + Cpi + Hb$; $Pl + Cr + Cpi + Sca$. Температура метаморфизма авторами [41] оценивается в 700–800°С, общее давление – 6–8 кбар, а давление воды – 2 кбар. Изученные породы принадлежат Графитовой серии и состоят из плагиоклаза, содержащего 25% An, калишпата (моноклинного ортоклаза с $2V = 62^\circ$), кварца, граната, биотита, циркона и апатита. Зерна граната содержат флюидные включения заполненных почти чистым CO₂ и расположенных в ядрах кристаллов.

Лилян Берглунд и Яков Туре отмечают, что химическая зональность в гранатах отсутствует, исключая резкое падение содержания MgO вблизи края кристаллов, компенсирующихся возрастанием FeO. Эту зональность авторы считают ретроградной и связывают образование ее с наложением условий амфиболитовой фации на породы, первоначально метаморфизованные у условиях гранулитовой фации.

SD-798-C		SD-430-E		SD-1031-E	
c	r	c	r	c	r
0,4189	0,3341	0,3483	0,220	0,1688	0,1086
	out	in	out		out
	0,7171	0,6740	0,5909		0,4419
700 ^c		670	600	640 ^c	
625 ^r				600 ^r	

Гранулитовые породы Молданубинкской зоны Богемского массива Нижней Австрии

Ж. Курат и Х. Шарберт [66] изучали гранулитовые породы Богемского массива Нижней Австрии. Породы состояли из граната, ортопироксена, биотита, плагиоклаза, кварца, калишпата и ильменита, к которым иногда присоединялся клинопироксен. Микрондированию были подвергнуты гранаты из пород, не содержащих позднюю, низкотемпературную минерализацию. Исследование показало зональное строение гранатов, причем содержание FeO в кристаллах возрастало, а CaO убывало к краям зерен, тогда как содержание MnO или не изменялось по профилю кристаллов, или незначительно возрастало к периферии зерен. Поведение MgO было более сложно и содержание его в гранатах Богемии или увеличивалось, или уменьшалось к краям зерен (рис. 18).

Высокотемпературные гранат-кордиеритовые мигматиты Шотландии

Уникальный материал по составу минералов мигматитов Шотландии был собран И. Асвортом и Г. Чиннером [37]. Они изучали мигматитовые гнейсы в контактовых ореолах основных и средних интрузий на севере Шотландии в четырех районах — Хантли-Портсоу, Глен-Скаддл, Стронциан и Лохнагар (рис. 19). В районах Хантли-Портсоу на северо-востоке серии Дарладиан мигматитовые гнейсы находятся в контактовом ореоле основных интрузий Невер, внедрившихся сразу после главной фазы метаморфизма. Районы Глен-Скаддл и Стронциан находятся на юго-западе Мойн. Мигматиты Глен-Скаддл приурочены к контактовому ореолу основных интрузий. Сами интрузии метаморфизованы и превращены в эпидиориты и диорито-гнейсы. Мигматиты Стронциан обнаружены возле западного окончания интрузии гранодиоритов. Генезис последних мигматитов не вполне ясен. Так, не исключена возможность, что они являются регионально метаморфизованными породами. Мигматиты Лохнагар находятся в центральном Дарладиан, где метапелитовые породы были метаморфизованы в условиях силлиманитовой ступени. Породы позднее были подвергнуты контактовому метаморфизму, связанному с внедрением гранитного комплекса Лохнагар и диоритов Глен Долл. Сосуществующие гранат и кордиерит из этого ореола первоначально изучались Чиннером [47].

Изученные И. Асвортом и Г. Чиннером [37] породы представлены мигматитовыми гнейсами, состоящими в большинстве случаев из граната, кордиерита, силлиманита, биотита, калишпата, плагиоклаза и кварца. В отдельных образцах отмечался вместо силлиманита ортопироксен, поздний мусковит, богатый цинком, вероятно, ретроградный ставролит и андалузит, замещаемый силлиманитом.

Уникальность материала И. Асворта и Г. Чиннера заключается в том, что они нашли сильную зональность в двух железомagneзиальных минералах — гранате и кордиерите. Как видно из табл. 18, гранаты и кордиериты в мигматитах Шотландии химически зональны, причем отношение Fe/Mg в гранатах от центра к краям кристаллов, как правило, возрастает, а у кордиеритов — уменьшается. Параллельно с ростом отношения Fe/Mg

Таблица 18

Состав минералов и оценка температур минеральных равновесий в мигматитах Шотландии по данным И. Асворта и Г. Чиннера [37]

Район	Образец	Центр или край зерна	Fe/Mg в Cor	Fe/Mg в Gr	Mg/Mg+Fe в Bi	Состав гранатов в % минералов				Mg/(Mg+Fe) в Gr	Зональность	lnKD в паре Gr-Cor	T°, C	Парагенезис, кроме Q, Pl, Bi, Cor и Gr
						Alm	Py	Spes	Gros					
Хантли-Портсоу	105 568	c	0,684	4,340		76,2	17,6	2,1	2,1	0,1835	Обратная	1,848	720	Sill-Mu-Sta-An ₂₇
		r	0,618	5,045		77,9	15,4	2,3	2,3	0,1611		2,100	640	
	105 716	c	0,636	3,914		73,1	18,5	2,6	2,9	0,1964	"	1,817	730	Sill-Kfs-Sta-An ₂₈
		r	0,492	5,052		75,9	15,0	3,0	3,0	0,1597		2,329	570	
	105 765	c	0,571	3,610	57,3	73,3	20,3	1,7	2,9	0,2130	Сложная	1,844	720	Sill-Kfs-Sp
		r	0,581	3,652		74,5	20,4	1,6	2,5	0,2114		2,2114		
	105 557	c	0,398	2,428	61,1	65,3	26,9	2,4	3,7	0,2843	"	1,808	730	An ₃₆ Hyp
		r	0,322	2,299		65,0	28,3	2,5	3,4	0,2954		2,2954		
105 570	c	0,368	2,557	48,4	64,6	25,3	4,3	5,3	0,2686	Обратная	1,939	690	An ₅₄ -Sp-Hyp	
	r	0,360	3,452		65,2	18,9	8,2	7,4	0,2048		2,261	590		
Глен-Скаддл	187C	c	0,616	3,264	36,7	71,0	21,8	1,4	3,9	0,2314	"	1,668	790	Sill-And-Kfs-Sp-An ₃₉
		r	0,471	3,784		74,1	19,6	1,4	3,4	0,2061		2,084	640	
189C	c	0,612	2,993	36,7	70,1	23,4	1,7	4,0	0,2458	Сложная	1,588	820	Sill-Kfs-An ₃₅	
	r	0,457	3,234		71,4	22,1	1,5	3,9	0,2326		1,956	680		
Стронциан	193C	c	0,946	6,462	36,7	73,8	11,4	10,6	2,8	0,1190	Обратная	1,922	690	Sill-Kfs-Mu-An ₂₉
		r		7,830		72,9	9,3	14,1	2,9	0,0965		0,0965		
196C	c	0,961	6,373	36,7	73,7	11,6	10,1	2,9	0,1216	"	1,892	700	Sill-Mu-An ₂₅	
	r		7,494		74,4	9,9	11,6	3,0	0,1032		0,1032			
Лохнагар	82 891	c	0,914	5,017	36,7	76,4	15,2	3,9	3,5	0,1592	"	1,703	780	Kfs-Sp-An ₃₅
		r	0,912	6,174		79,2	12,8	3,9	3,5	0,1335		1,912	700	
	99 376	c	0,996	5,049	36,7	74,9	14,8	5,3	4,3	0,1558	Сложная	1,623	810	Kfs-Sp-An ₄₅
r	0,978	6,413	79,6	12,4		4,1	3,8	0,1290	1,880	710				

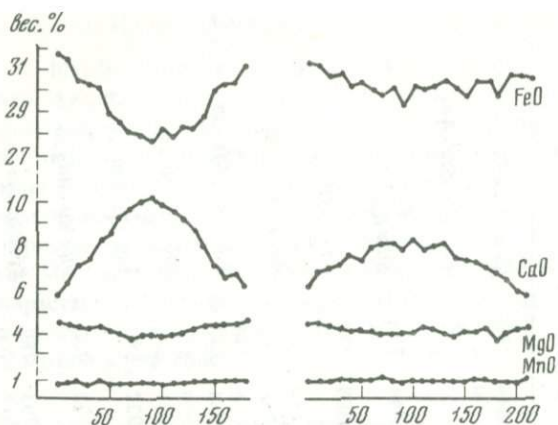


Рис. 18. Микрозональные профили по диаметрам кристаллов гранатов из гранулитов Молданубинской зоны Богемского массива [66]

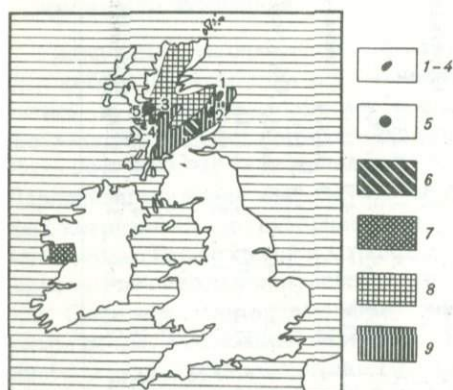


Рис. 19. Расположение метаморфических и магматических пород на севере Шотландии и районы работ различных авторов

1-4 — интрузии Хантли-Портсоу, Лохнагар, Глен-Скаддл, Стронциан; 8 — серия Мойн; 9 — серия Далрадиан; 5-7 — районы работ: 5 — Андерсон, Олимпико (1977 г.), 6 — Атертон (1968 г.), 7 — Ярдли (1977 г.)

в гранатах в большинстве случаев возрастает содержание спессартина и общая железистость (табл. 18). В отдельных случаях эта закономерность нарушается и содержание MgO и MnO в гранатах может сопряженно возрастать или убывать от центра к периферии (табл. 18). В одном случае изменение состава граната напоминает прямой тип зональности (обр. 105765, табл. 18), однако, как отмечают авторы, внутренние зоны гранатов в отличие от внешних обычно слабозональны, что не совпадает с изменением dCi/dr в прямом типе зональности. Таким образом, зональность гранатов в мигматитах Шотландии относится главным образом к обратному и реже — к сложному типам, сформировавшимся при ретроградном преобразовании пород, как это видно из величин температур образования ядерных и краевых зон сосуществующих граната и кордиерита (табл. 18).

Гранулиты охотского метаморфического комплекса

Охотский срединный массив расположен в системе мезозойской Верхне-Чукотской складчатой области, в ее юго-западной части. В строении массива участвуют глубоко метаморфизованные породы архейского возраста, слагающие фундамент и неметаморфизованные осадочные образования

позднего докембрия, палеозоя и мезозоя, залегающие с несогласием на кристаллическом фундаменте и образующие чехол массива. Собственно метаморфические породы на Охотском массиве известны в пределах трех поднятий: Охото-Кухтуйском, Верхнемайском и Юровском. Ниже приводятся материалы по Охото-Кухтуйскому поднятию, как наиболее крупному из них.

Охото-Кухтуйское поднятие расположено в центральной части массива, в бассейнах средних течений рек Охоты, Кухтуя и Ульбеи. Древнейшие образования этого района объединяются в охотский метаморфический комплекс, состоящий из трех свит: няннагинской, дальсичанской и нядбакинской [11]. В структурном отношении эти свиты слагают крупный антиклинорий меридионального простирания, западное крыло которого обнажено в Охото-Кухтуйском поднятии [3]. Это крыло Маймачанским разломом субмеридионального простирания разбито на два блока: Ягельский к западу от разлома и Кухтуйский — к востоку от него. Восточный блок сложен наиболее древними породами нядбакинской свиты. Преобладающими породами этой свиты являются кристаллические сланцы основного состава. В средней части разреза ведущая роль принадлежит глиноземистым породам, эвлизитам и гондитам, что дает основание разделить свиту на три толщи. Нижняя толща (2000 м) сложена однообразными серыми мигматизированными биотитовыми и биотит-роговообманковыми гнейсами с прослоями зеленовато-черных массивных амфиболитов и двупироксен-роговообманковых сланцев.

К верхней части толщи приурочены горизонты гранатовых пироксен-роговообманковых сланцев. Средняя толща (300–800 м), согласно залегающая на нижней, представлена переслаиванием горизонтов гранат-биотитовых, гранат-биотит-кордиеритовых гнейсов с прослоями железистых гранатовых чарнокитов и пород эвлизитовой и гондитовой серий — гранат-гиперстеновых, гранат-диопсидовых кварцитов. Подчиненную роль играют биотит-роговообманковые гнейсы и двупироксен-роговообманковые, гранат-пироксен-роговообманковые сланцы. В верховьях р. Кухтуй (бассейны кл. Мар и Хоронджа) в составе средней толщи появляются гранат-биотитовые, гранат-биотит-гиперстеновые, силлиманитосодержащие гнейсы и кварциты, кальцифиры, мраморы, оливин-гиперстеновые и гранат-диопсидовые эвлизиты, гондиты.

Верхняя толща, согласно залегающая на породах средней, сложена монотонными полосчатыми биотит-роговообманковыми, реже биотитовыми гнейсами с маломощными прослоями массивных амфиболитов, двупироксенроговообманковых сланцев и гранат-биотитовых гнейсов.

Дальсичанская (2500 м) и няннагинская свиты (3000 м) слагают Ягельский блок Охото-Кухтуйского поднятия. Для дальнесичанской свиты характерна перемещаемость гранат-биотитовых и гранат-биотит-гиперстеновых гнейсов с подчиненным количеством основных пород. Дальсичанская свита резко отличается от других свит наличием мощных (до 100 м) горизонтов гранат-биотитовых и гранат-биотит-гиперстеновых гнейсов, прослеживающихся на значительные расстояния. Аналогичные породы в няннагинской и, в особенности, в нижней нядбакинской свите образуют лишь маломощные линзообразные пачки. Верхняя, няннагинская свита, сложена главным образом породами основного состава: амфи-

болитами, двупироксен-роговообманковыми сланцами, биотит-роговообманковыми гнейсами при меньшей роли гранат-биотитовых гнейсов.

Принадлежность охотского комплекса к древнейшим образованиям подтверждается определением его изотопного возраста изохронным Th-Pb методом, согласно которому возраст метаморфизма составляет $3700 \pm \pm 500$ млн. лет. Калий-аргоновый метод для пород охотского комплекса дает большой разброс цифр, из которых самая древняя составляет 2640 млн. лет.

Среди метаморфических пород охотского комплекса в литологическом отношении можно выделить четыре группы: 1) бедные кальцием гнейсы; 2) кварциты, элизиты, гондиты; 3) богатые кальцием сланцы и гнейсы; 4) мраморы и кальцифиры.

Бедные кальцием гнейсы представлены гранат-биотитовыми, кордиеритовыми, биотитовыми, гранат-биотит-силлиманитовыми, гранат-гиперстен-биотитовыми и гиперстен-биотитовыми гнейсами. Обычно глинозёмистые гнейсы комплекса интенсивно мигматизированы. Среди бедных кальцием гнейсов наиболее распространены гранат-биотитовые, гранат-гиперстен-биотитовые и гиперстен-биотитовые гнейсы, встречающиеся в пределах всего поднятия. Кордиеритовые гнейсы развиты незначительно. Кордиерит в этих породах присутствует либо как парагенетический минерал в ассоциации с гранатом, биотитом и гиперстеном, либо образует реакционные оторочки вокруг граната и силлиманита.

Кварциты в районе образуют маломощные (1–15 м) горизонты, относящиеся главным образом к средней части нядбакинской свиты. По составу выделяются мономинеральные гранат-биотит-силлиманитовые, силлиманитовые и гранат-гиперстеновые кварциты. Отдельные разности кварцитов содержат существенную примесь магнетита. Своеобразную группу бесполовошпатовых пород комплекса составляют элизиты и гондиты. В их составе отмечаются богатые железом и марганцем гранаты, клинопироксены, ромбические пироксены и оливины.

Богатые кальцием сланцы и гнейсы широко распространены на территории Охото-Кухуйского поднятия и слагают мощные толщи в няннагинской и нядбакинской свитах. Среди этих пород выделяются гранатовые пироксен-роговообманковые сланцы, пироксен-роговообманковые, биотит-роговообманковые сланцы и гнейсы и амфиболиты.

Мраморы и кальцифиры приурочены почти исключительно к нядбакинской свите. Обильные выходы карбонатных пород наблюдаются в бассейнах ключей Мар и Хоронджа, где они образуют разные по мощности и протяженности пласты. Редкие линзы этих пород встречаются также в дальсичанской свите (верховья кл. Валунного).

Среди минералов метаморфических пород комплекса наиболее распространены и относительно хорошо изучены гранаты, биотиты, пироксены, амфиболы. Большое число химических анализов этих минералов приводится в монографии О.В. Авченко (1977). Из них следует, что магнезиальность и известковистость гранатов охотского комплекса колеблется в широких пределах, особенно в бедных кальцием гнейсах. Так, в метапелитовых гнейсах эти вариации составляют:

$$X_{\text{Mg}}^{\text{Gr}} = 0,47 - 0,15, X_{\text{Ca}}^{\text{Gr}} = 0,03 - 0,18,$$

Таблица 19

Химический состав зональных гранатов охотского комплекса

Компонент	457-А	457-А	М-80	М-80'	441	441	35-Б	35-Б	97	97	408	408	436-Е	Е
	с	г	с	г	с	г	с	г	с	г	с	г	с	г
SiO ₂	38,75	38,31	39,54	39,17	40,12	39,38	41,81	40,85	40,04	40,57	37,93	37,29	38,20	38,20
TiO ₂	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	—	—
Al ₂ O ₃	20,67	20,66	21,04	20,61	21,18	20,14	21,92	21,75	21,82	21,00	21,39	21,17	21,87	20,40
FeO _{общ.}	29,95	31,55	28,42	32,71	29,28	31,29	26,11	28,36	27,24	30,86	27,17	29,64	24,20	29,30
MnO	2,38	2,58	0,67	0,81	1,98	2,50	0,42	0,59	0,73	1,01	0,78	0,96	1,83	4,48
MgO	4,94	3,91	5,94	4,29	6,07	4,04	9,15	7,95	8,54	5,47	6,22	5,82	8,08	5,40
CaO	1,59	1,10	3,10	2,13	1,68	1,38	1,93	0,74	1,51	1,25	5,28	3,51	3,20	1,20
Сумма	98,28	98,11	98,71	99,72	100,21	98,73	101,34	100,24	99,88	100,16	98,77	98,39	97,38	98,98
X ^{Mg} _{Gr}	0,214	0,169	0,267	0,186	0,257	0,175	0,381	0,328	0,352	0,234	0,284	0,253	0,356	0,221
Зональ- ность	Обратная													

Примечание. Составы минеральных парагенезисов и места отборов проб обр. М-80, 35-Б, 97, 436-Е приведены в работе О.В. Авченко [3]; обр. 457-А, 441 — гранат-биотит-силлиманитовые гнейсы, бассейн кл. Мар., обр. 408 — гранат-биотит-гиперстеновый гнейс, бассейн кл. Мар.

Таблица 20

Магнезиальность гранатов и биотитов и температура равновесий по гранат-биотитовому термометру [25] в гнейсах охотского комплекса

Параметр	М-80		35-Б		436-Е		436-Е'	35-Б	М-80	35-Б	143	127-г	138	10-В	99
	с	г	с	г	с	г	*	*	*	*	*	*	*	*	*
X ^{Mg} _{Gr}	0,267	0,186	0,381	0,328	0,356	0,221	0,323	0,345	0,263	0,234	0,421	0,2691	0,2073	0,1784	0,400
X ^{Mg} _{Bi}	0,5264		0,6140		0,5174		0,5174	0,6140	0,5264	0,5203	0,724	0,595	0,4462	0,4236	0,610
	690 ^с		720 ^с		740 ^с		720	695	685	655	700	650	670	660	725
	605 ^г		690 ^г		650 ^г										

Примечание. Составы минеральных парагенезисов и места отбора проб приведены в работе О.В. Авченко [3]. * — валовые химические анализы, выполненные в ДВГИ химиками Ю.С. Чудаковой, Л.А. Авдеевниной, З.С. Натаровой. T°С — с, г величины температур, определенные по составу биотита породы и составам центральных и краевых зон гранатов.

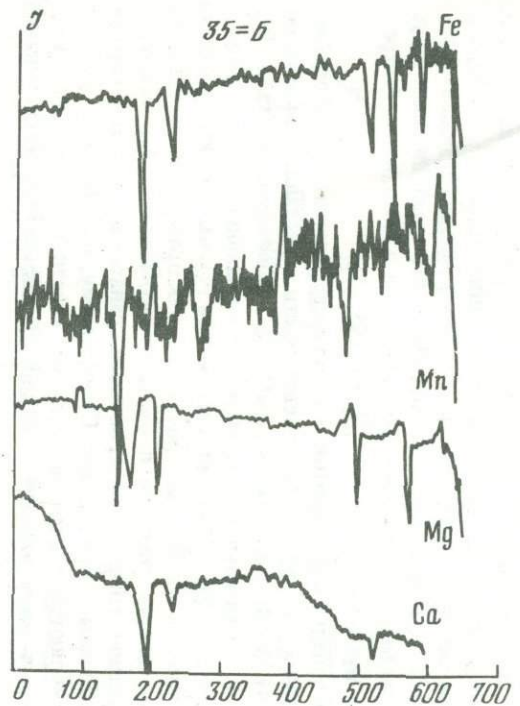
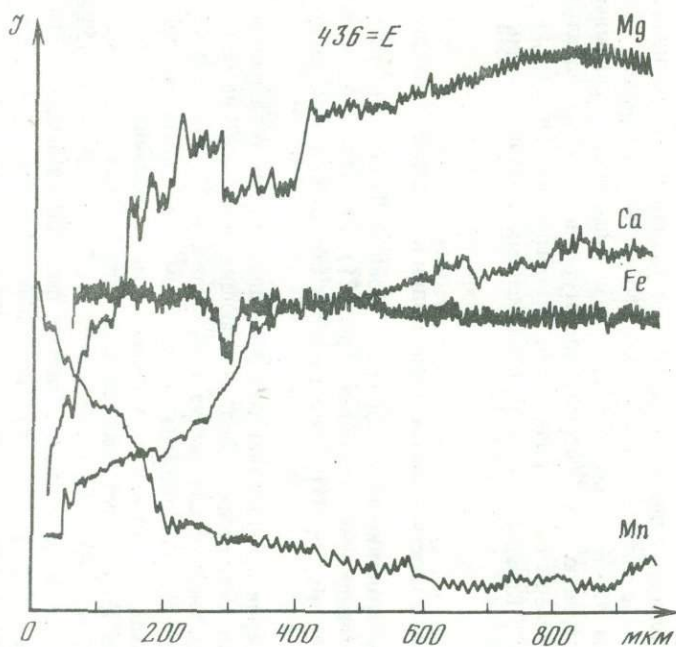
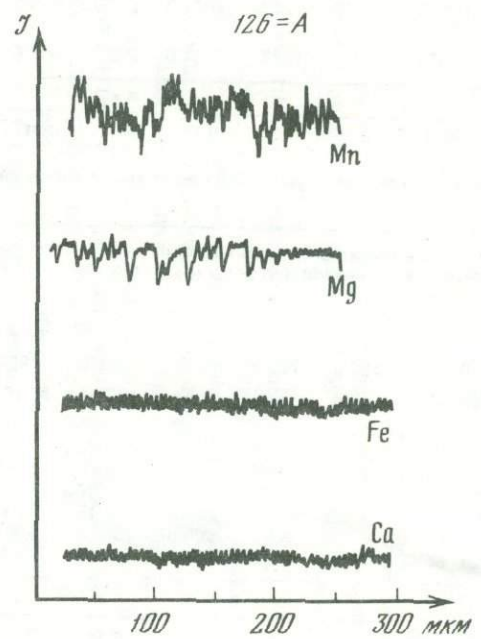
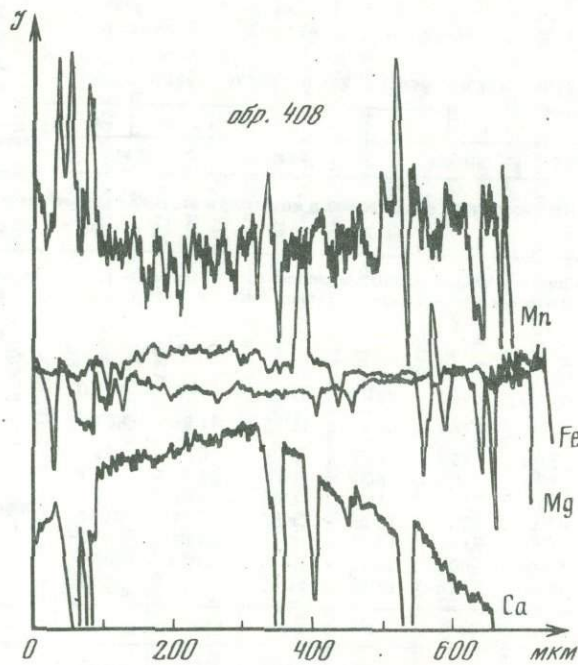


Рис. 20. Микронзондовые профили по диаметрам кристаллов гранатов в гранулитовых метапелитах охотского метаморфического комплекса (см. также табл. 19).

В образцах 436-Е и 35-Б показаны полупрофили, причем для первого центр зерна расположен у отметки 1000 мкм, а второго – в начале координат. Зональность гранатов везде хорошо выражена, исключая обр. 126-А (гранат-биотит-силлиманитовый кварцит), в котором наблюдаются практически гомогенные кристаллы.

а в богатых кальцием породах — $X_{Gr}^{Mg} = 0,29-0,19$, $X_{Gr}^{Ca} = 0,19-0,23$ [3]. Подобно гранатам, в биотитах комплекса отмечаются широкие вариации магнезиальности: $X_{Bi}^{Mg} = 0,73-0,42$. Содержание титана в изученных биотитах колеблется в пределах 2–5,2 вес. %. Для роговых обманок комплекса отмечаются широкие вариации содержания титана — (0,40–0,03 ф. е.) и суммы щелочей (0,85–0,58 ф. е.). Ромбические и моноклинные пироксены широко развиты в комплексе. Наиболее высокая глиноземистость и магнезиальность характерна для гиперстена из кордиерит-гиперстенового гнейса ($Al_2O_3 = 8,03$ вес. %, $X_{Hyp}^{Mg} = 0,755$, [3]).

Химическая зональность гранатов в комплексе относится к обратному типу. Как правило, от центра к краевой части кристаллов возрастают содержания FeO, MnO, а содержания CaO, MgO уменьшаются (табл. 19). Это приводит к значительному падению магнезиальности кристаллов в краевых зонах (табл. 20). Обратная зональность гранатов резко проявлена по периферии кристаллов, центры кристаллов, как правило, слабозональны (рис. 20). Зональность гранатов в охотском комплексе распространена широко. Совершенно гомогенные кристаллы гранатов встречаются гораздо реже, чем зональные кристаллы. По-видимому, незональные гранаты (рис. 20, в) являются одними из наиболее железистых гранатов в комплексе, однако в этом вопросе необходимы дальнейшие исследования.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ С ЗОНАЛЬНЫМ МЕТАМОРФИЗМОМ

Изучение зональности гранатов в районах метаморфизма с хорошо выраженным температурным градиентом представляет особенный интерес. В этом случае возможно проследить эволюцию зональности, обусловленную ростом температуры и найти типы зональности, связывающие "низкотемпературную" и "высокотемпературную" группы зональности. Рассмотрим примеры такой эволюции на материалах Шотландии [34 и др.], Ирландии [96], Канады [94, 43], Соединенных Штатов Америки [89] и Баварии [77].

Эволюция зональности гранатов в Шотландии и Западной Ирландии

Зональность гранатов из пород серий Мойн и Далрадиан, распространенных в Шотландии и Ирландии (рис. 21), изучалась рядом авторов [70, 96, 34, 78, 69, 35, 37]. Геологическая обстановка этих райнов следующая.

Мойнская серия представляет собой мощную толщу регионально метаморфизованных осадочных пород, залегающих несогласно на более древних льюисских гнейсах, слагающих кристаллический фундамент Британских островов [7]. Она сложена в основном слоистыми метапелитами, метапесчаниками, слоистость в которых имеет, несомненно, осадочное происхождение. Изредка встречаются известково-силикатные породы [91]. Геологическая история серии на западе и севере Шотландии сложная: в настоящее время здесь выделено четыре фазы складчатости и два этапа метаморфизма ([81], [92] и др.). Последние изотопные датировки Брука [44] показали, что первый этап метаморфизма и первые две фазы склад-

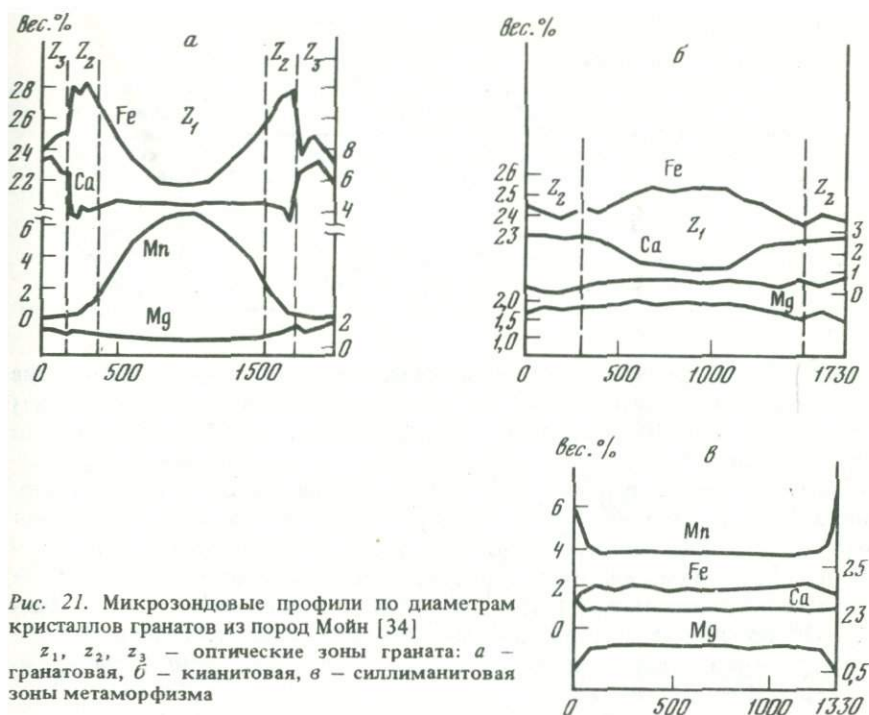


Рис. 21. Микрозондовые профили по диаметрам кристаллов гранатов из пород Мойн [34]

z_1, z_2, z_3 — оптические зоны граната: *a* — гранатовая, *б* — кианитовая, *в* — силлиманитовая зоны метаморфизма

частости произошли в позднем докембрии (≈ 1050 млн. лет), тогда как второй этап метаморфизма и последние две фазы складчатости связаны с каледонской орогенцией (≈ 450 млн. лет). Работами Винчестера [92] и Пауэрла [81] установлено, что ранний этап метаморфизма, достигающий, вероятно, гранатовой ступени метаморфизма, был распространен на всей площади района выхода серии Мойн. Позднее он сменился условиями зонального метаморфизма, степень которого с запада на востоке менялась от гранатовой и биотитовой ступеней до силлиманитовой изограды соответственно.

В отличие от сравнительно однообразного разреза мойнских отложений разрез серии Далрадиан представлен разнообразными породами: кварцитами, серпентиновыми мраморами, аспидными сланцами, филлитами, полосчатыми амфиболитами, гранат-биотитовыми и слюдястыми метапелитами [7]. Выделение в разрезе тиллитовых горизонтов дало возможность провести корреляцию серии Далрадиан по их простираю на территории Ирландии и юго-западной Шотландии. Взаимоотношения серии Далрадиан с серией Мойн не вполне ясны, однако, возможно, что мойнские отложения древнее далрадианских.

Геологическая история серии Далрадиан района Коннемара на западе Ирландии, откуда происходят описываемые ниже гранаты, подобна истории серии Мойн: здесь также выделено два этапа метаморфизма и четыре фазы складчатости [95]. Главный второй этап метаморфизма совершался сопряженно со второй и третьей фазами складчатости и сформировал наблю-

Т а б л и ц а 21

Состав гранатов района Маллайг, по К. Маккатер [70], вес. %

Минерал	Большие гранаты		Небольшие гранаты (в среднем)
	Ядро	Край	
<i>Alm</i>	62,19	85,32	76,86
<i>Spes</i>	15,19	1,86	0,53
<i>Gros</i>	18,74	0,85	20,15
<i>Pu</i>	2,75	11,93	10,94

даемую картину распределения метаморфических зон. Возраст этого этапа метаморфизма, определенный по циркону U—Pb методом, составляет 510 млн. лет [95]. В районе Коннемара, в пелитах серии Далрадиан, Ярдли [96] выделил три метаморфических зоны: ставролитовую, ставролит-силлиманитовую и силлиманитовую. Критическая ассоциация ставролитовой зоны — ставролит+мусковит+кварц+гранат. В ставролит-силлиманитовой зоне к этим минералам присоединяется силлиманит. В наиболее высокотемпературной силлиманитовой зоне устойчив парагенезис калишпат+силлиманит+кварц+мусковит, а ставролит наблюдается в виде бронированных реликтов в плагиоклазе. Во всех зонах устойчивы плагиоклаз, биотит, ильменит, пирит. Перейдем к описанию зональности гранатов серий Мойн и Далрадиан.

Одна из первых работ по зональности гранатов серии Мойн, проведенная К. Маккатер [70] в районе Маллайг на западе Шотландии, установила наличие в одной породе двух групп гранатов, различающихся размером и особенностями химического состава. Изученные К. Маккатер породы обладали хорошо выраженной слоистостью, обусловленной чередованием кварцполевошпатового и пелитового материала. Пелитовые слои состояли из мусковита, граната, рудного минерала, биотита и небольшого количества биотита. Кварц-полевошпатовые прослои были представлены главным образом кварцем, плагиоклазом и биотитом. Гранаты, размером 2—5 мм, обладали хорошей зональностью, построенной в целом по прямому типу, если исключить небольшие отклонения от него, выраженные в средней части профиля.

Небольшие гранаты, размером 0,1—0,4 мм, резко преобладали в количестве кристаллов над первыми гранатами и в отличие от них были химические незональны. Эти гранаты приурочены главным образом к слюдяным участкам породы. Характерно, что состав незональных гранатов резко отличается по содержанию гроссуляра от краевых зон больших гранатов (табл. 21).

Последующие детальные работы [69], [34, 78] установили исключительно сложную и интересную картину химической зональности гранатов серии Мойн (рис. 21). Также оказалось, что химическая зональность гранатов коррелируется с оптической: как правило, в кристаллах под микроскопом было видно две или три зоны. Оптические зоны выделялись по расположению и количественным соотношениям разнообразных минеральных включений, представленных графитом, кварцем, ильменитом, эпидотом, рутилом.

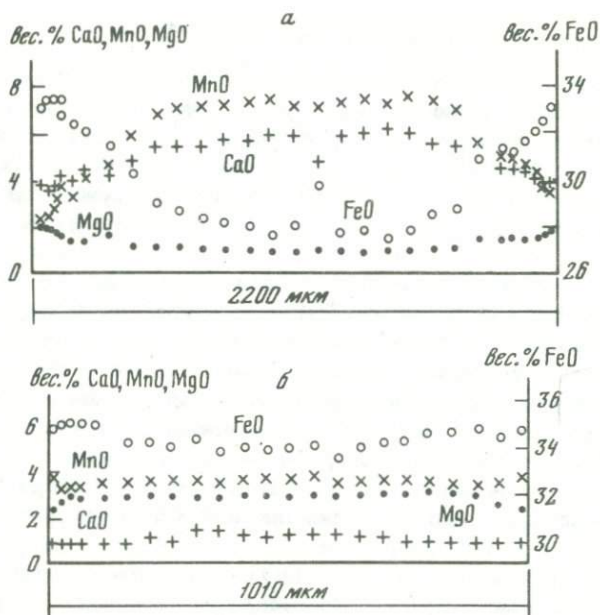


Рис. 22. Микрозондовые профили по диаметрам кристаллов гранатов сланцев Коннемара, Ирландия, по [96]

а — ставролитовая зона, обр. 146; б — калиевополевошпато-силлиманитовая зона, обр. 210

Кристаллы, состоящие из трех зон, обнаружены в гранатовых слюдястых сланцах, сложенных гранатом (2–10%), кварцем (35–40%), плагиоклазом (20–25%), биотитом (15–20%), мусковитом (5–15%) и рудным (0,5–3%). Кристаллы, состоящие из двух зон, наблюдались в семипелитах, сложенных биотитом (20–25%), мусковитом (20–25%), кварцем (35–40%), плагиоклазом (10–15%), гранатом (1–2%) и рудным (1–2%).

Как видно из рис. 21, а, химическая зональность на периферии кристаллов сложная, а в срединных зонах она прямая, причем изменения градиентов концентрации компонентов, в особенности MnO и MgO, не всегда совпадают с границами оптических зон. Такие гранаты в серии Мойн встречаются в пределах гранатовой и биотитовой ступеней метаморфизма. С ростом температуры эта сложностроенная зональность изменяется: исчезает оптическая зональность, а величины градиентов концентраций компонентов уменьшаются (рис. 21, б). Наконец, в наиболее высокотемпературной, силлиманитовой зоне метаморфизма низкотемпературная зональность полностью исчезает, но на периферии кристаллов появляется высокотемпературная зональность обратного типа (рис. 21, в).

Подобную картину эволюции зональности гранатов с возрастанием температуры метаморфизма в серии Далрадиан наблюдал Ярдли [96]. Как видно из рис. 22, а, хорошо выраженная зональность прямого типа отмечается в гранатах только из ставролитовой и ставролит-силлиманитовой метаморфических зон. В наиболее высокотемпературной силлиманитовой зоне зерна гранатов практически гомогенны, а на самой периферии кристаллов отличается слабо выраженная обратная зональность (рис. 22, б).

Эволюция зональности гранатов Британской Колумбии

Изменение химической зональности гранатов с возрастанием температуры метаморфизма наблюдалось Г. Вудсвортом в метаморфическом комплексе Маунт Рэлей Британской Колумбии в Канаде [94]. Этот комплекс представлен четырехкилометровой по мощности серией метаморфизованных конгломератов, вулканитов и глиноземистых граувакк раннемелового возраста. Комплекс одноактно метаморфизован, причем степень метаморфизма возрастает от гранатовой изограды на севере выступа, до кордиеритовой и силлиманитовой — в его юго-западной части. Вудсвортом изучались многоминеральные ассоциации, состоящие в гранатовой и ставролитовой метаморфических зонах из кварца, плагиоклаза, биотита, силикатов глинозема, ильменита, граната, графита, к которым иногда добавляется мусковит. В кордиеритовой зоне ассоциации с максимальным числом фаз представлены кварцем, плагиоклазом, гранатом, биотитом, кордиеритом, ставролитом, силикатами глинозема, ильменитом и графитом. Содержание граната в породах здесь выше, а размер его больше, чем в ставролитовой зоне.

Гранаты на гранатовой и ставролитовой изоградах резко зональны, причем содержание FeO возрастает, а MnO убывает от центра кристаллов к периферии, тогда как содержания MgO и CaO не обнаруживают изменений своих величин (рис. 23а, в). Последний факт, возможно, объясняется небольшими величинами содержаний MgO и CaO. В отдельных образцах гранатов этих минеральных зон Вудсвортом [94] отмечалась марганцовистая кайма мощностью 50 мкм, появление которой связано, по его мнению, с последующими регрессивными преобразованиями пород. Гранаты на более высокотемпературной кордиеритовой изограде практически гомогенны, но в отдельных образцах, где гранат частично хлоритизирован, а кордиерит пинитизирован, появляется слабая зональность обратного типа (рис. 23, г, д).

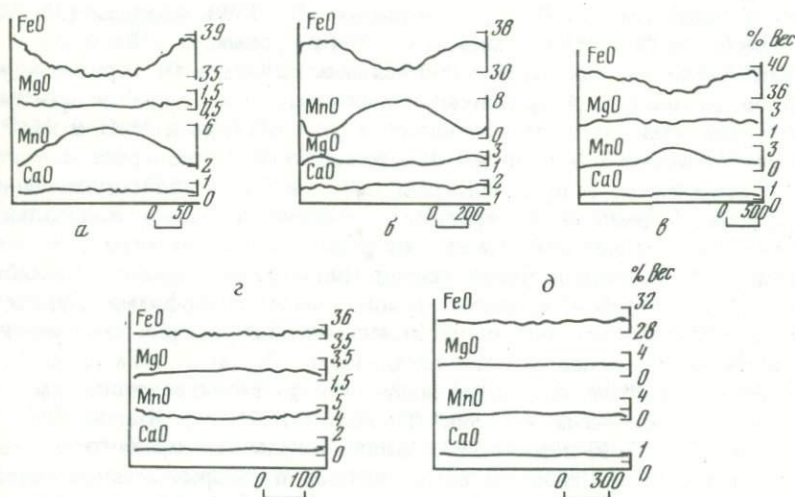


Рис. 23. Микрозондовые профили по диаметрам кристаллов гранатов из пород Маунт Рэлей, Британская Колумбия [94]; а, в — ставролитовая, б — гранатовая, г, д — кордиеритовая зоны метаморфизма. Масштаб длины показан отрезками в микронах

Метапороды серии Кашабо, Онтарио, Канада

Метаосадочная серия пород, под названием Кашабо, расположена в районе Тандер Бей, Онтарио, на юге Канады. Она имеет широтное простираение и на юге граничит по разлому с метавулканиками толщи Киватин. Возраст серии Кашабо признается архейским, а результаты ее структурного и литологического изучения показывают, что она моложе серии Киватин [80]. Обе серии рвутся алгоманскими гранитами, имеющими возраст 2,5–2,7 млрд. лет.

Химическую зональность гранатов в породах серии Кашабо вблизи г. Шебандован изучал Д. Бирк [43]. Вмещающие породы состоят из метаграувакк, биотитовых сланцев и мигматитов. Они метаморфизованы в целом в условиях амфиболитовой фации, степень которой с юга на север возрастает от ставролит-альмандиновой субфации до силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфации. Зональность гранатов из пород серии Кашабо относится к прямому, обратному и сложному типам (рис. 24). Прямой тип зональности установлен в наиболее низкотемпературном гранате (рис. 2, а), образованном в условиях ставролит-альмандиновой субфации.

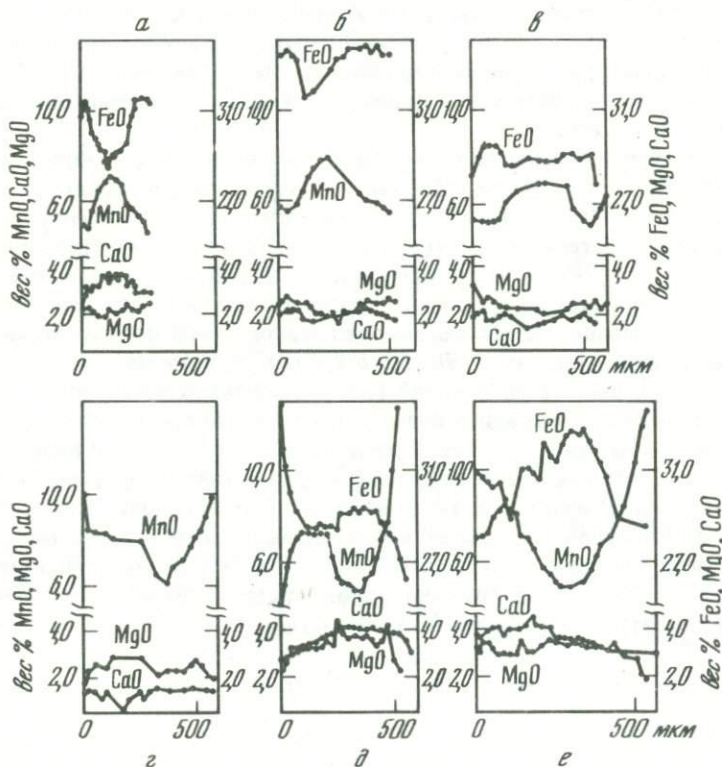


Рис. 24. Микрозондовые профили по диаметрам кристаллов гранатов серии Кашабо, Онтарио [43]

Степень метаморфизма возрастает от а к в, но обр. б, в и д, е представляют собой разные кристаллы гранатов из двух соответствующих образцов

С усилением степени метаморфизма прямой тип зональности наблюдается только в ядрах кристаллов, а в краях их появляется сложный тип зональности (рис. 24, б, в). В дальнейшем сложный тип зональности трансформируется в обратный, а прямой тип совершенно исчезает (рис. 24, з). В гранатах из зоны мигматитов установлен только обратный тип зональности (обр. 4-А, 4-Б, рис. 24, д, е). Появление сложной и обратной зональности в гранатах (рис. 24, г, е) по Д. Бирку [43] связано с наложением регрессивной стадии метаморфизма на прогрессивно метаморфизованные породы. Это предположение отчасти подтверждается хлоритизацией биотита, серицитизацией плагиоклаза и сложной, корродированной формой ограничений кристаллов граната, имеющих такую зональность. Однако, как отмечает Д. Бирк [43], "информации недостаточно, чтобы понять характер реакций, растворяющих кристаллы граната".

Метapelиты Центрального Массачусетса, США

Гранаты пелитовых формаций Партридж, Литлтон и Эрвинг в центральном Массачусетсе на востоке Соединенных Штатов Америки изучались Р. Трэси, А. Робинсоном и А. Томпсоном [89]. Нижнепалеозойские породы этих формаций были зонально метаморфизованы в девонское время. На основании наблюдений устойчивости характерных минеральных парагенезисов, авторы [89] в районе выделили шесть минеральных фаций. Первая наиболее низкотемпературная фация, характеризуется ассоциацией $Ky+Mu+Sta+Gr+Bi+Q+Pl+Ilm$.

Вторая фация отличается от первой только наличием силлиманита вместо кианита. В третьей фации ставролит с кварцем не устойчивы, а стабилен парагенезис $Mu+Q$. Четвертая фация характеризуется появлением пятиминерального парагенезиса $Nu+Q+Pl+Sill+Kfs$. В пятой минеральной фации ассоциации с мусковитом не встречаются, а наблюдается парагенезис $Sill+Kfs+Q$, относящийся к правой стороне равновесия $Mu+Pl+Q = Sill+Kfs+H_2O$. В последней, наиболее высокотемпературной фации описаны парагенезисы с кордиеритом $Gr+Bi+Cor+Sill+Kfs+Pl+Q+Grp+Ilm$.

В породах первых трех фаций гранаты зональны по сложному и обратному типам, а в трех фациях почти исключительно преобладает зональность обратного типа (табл. 22, 23). Кроме того, в породах I и II низкотемпературных минеральных фаций выделяются ядра гранатов, сформированные по прямому типу зональности. Такие ядра составляют основную часть кристаллов, а по периферии наблюдается небольшая по мощности кайма с другим типом зональности (табл. 22, 23). В двух случаях авторы работы [89] наблюдали одновременное снижение концентраций MnO и MaO к краям кристаллов граната (табл. 22, обр. 50 Y, 892 U).

Таблица 22

Минеральный состав гранатов в породах Массачусетса, минеральные парагенезисы и номера фаций, по [89]

Образец	Зоны граната	Состав граната				Парагенезис и фация (римская цифра)
		<i>Alm</i>	<i>Pyr</i>	<i>Spes</i>	<i>Gros</i>	
908	<i>c</i>	78,7	6,5	9,0	5,9	<i>Gr+Mu+Bi+Sta+Pl+Q</i> , I
	<i>i</i>	84,9	11,5	1,5	2,1	
	<i>r</i>	88,1	9,4	0,9	1,1	
50 Y	<i>c</i>	70,7	16,1	7,2	6,0	<i>Gr+Mu+Bi+Sta+Pl+Q</i> , I
	<i>r</i>	74,4	12,9	6,8	5,9	
И94 X	<i>c</i>	81,0	11,0	3,9	4,1	<i>Gr+Mu+Bi+Sta+Pl+Q</i> , I
	<i>i</i>	79,4	14,0	2,7	3,9	
	<i>r</i>	83,4	9,6	2,8	4,1	
4F5A Y	<i>c</i>	75,8	13,0	4,6	6,7	<i>Gr+Mu+Bi+Sta+Pl+Q</i> , I
	<i>i</i>	78,6	15,4	2,0	4,0	
	<i>r</i>	81,9	11,7	2,0	4,4	
36 Y	<i>c</i>	81,6	8,9	3,3	6,2	<i>Mu+Sill+Bi+Sta+Gr+Q</i> , II
	<i>r</i>	85,0	8,1	3,8	3,0	
Q 67 X	<i>c</i>	71,3	13,0	12,9	2,9	<i>Mu+Sill+Bi+Sta+Gr+Pl+Q</i> , II
	<i>i</i>	77,8	13,1	3,3	5,8	
	<i>r</i>	78,3	12,1	3,7	5,9	
892 U	<i>c</i>	66,9	11,6	17,6	3,9	<i>Mu+Sill+Bi+Gr+Pl+Q</i> , III
	<i>r</i>	69,8	9,7	14,9	5,6	
871	<i>c</i>	70,4	14,2	11,6	3,8	<i>Mu+Kfs+Sill+Bi+Gr+Pl+Q</i> , IV
	<i>r</i>	71,4	10,7	13,5	4,4	
869	<i>c</i>	68,7	13,0	13,8	4,6	<i>Mu+Kfs+Sill+Bi+Gr+Pl+Q</i> , IV
	<i>r</i>	67,8	8,8	18,2	5,1	
L 11 Y	<i>c</i>	64,3	17,5	12,8	5,4	<i>Kfs+Sill+Bi+Gr+Pl+Q</i> , IV
	<i>r</i>	65,1	13,5	15,9	5,5	
933 A	<i>c</i>	73,2	17,1	6,7	3,0	<i>Kfs+Sill+Bi+Gr+Pl+Q</i> , IV
	<i>r</i>	73,6	16,3	7,1	3,0	
933 B	<i>c</i>	72,4	18,6	4,7	4,3	<i>Kfs+Sill+Bi+Gr+Pl+Q</i> , IV
	<i>r</i>	77,2	9,8	9,6	3,5	
507 B	<i>c</i>	76,5	16,2	3,7	3,6	<i>Kfs+Sill+Bi+Gr+Pl+Q</i> , V
	<i>r</i>	78,1	14,5	3,8	3,7	
T 10B	<i>c</i>	70,6	17,1	9,4	2,9	<i>Kfs+Sill+Bi+Gr+Pl+Q</i> , V
	<i>r</i>	74,0	12,9	10,2	2,9	
T 12-A	<i>c</i>	75,6	17,6	3,3	3,5	<i>Kfs+Sill+Bi+Gr+Pl+Q</i> , V
	<i>r</i>	79,9	12,9	4,1	3,1	
O 67-D	<i>c</i>	75,6	16,6	5,2	2,6	<i>Kfs+Sill+Bi+Gr+Pl+Q</i> , V
	<i>r</i>	80,2	9,9	7,4	2,5	
FW 283	<i>c</i>	69,7	25,9	1,8	2,6	<i>Kfs+Sill+Bi+Gr+Cor+Q+Pl</i> , VI
	<i>r</i>	72,7	22,6	1,9	2,6	
FW 154	<i>c</i>	69,3	26,0	2,2	2,5	<i>Kfs+Sill+Bi+Gr+Cor+Q</i> , VI
	<i>r</i>	72,9	22,4	2,1	2,6	
FW 122	<i>c</i>	69,6	24,2	2,8	3,4	<i>Pl+Q+Kfs+Sill+Bi+Gr+Cor</i> , VI
	<i>r</i>	70,9	22,8	2,9	3,4	
FW 407	<i>c</i>	69,7	24,7	2,2	3,4	<i>Pl+Q+Kfs+Sill+Bi+Gr+Cor</i> , VI
	<i>r</i>	77,7	16,0	3,0	3,3	

Примечание. Во всех образцах присутствуют ильменит и графит.

Т а б л и ц а 23

Магнезиальность гранатов и биотитов и температура равновесий гнейсов Массачусетса, рассчитанных по данным [89]

Параметр	908	50Y	494X	4F5AY	36Y
X_{Mg}^{Gr}	0,0690 ^c 0,1175 ⁱ 0,0955 ^r	0,1713 ^c 0,1371 ^r	0,1147 ^c 0,1457 ⁱ 0,1002 ^r	0,1392 ^c 0,1604 ⁱ 0,1224 ^r	0,0949 ^c 0,0836 ^r
X_{Mg}^{Bi}	0,410	0,524	0,484	0,485	0,322
T^p, C	490 ^c 600 ⁱ 550 ^r	600 ^c 550 ^r	525 ^c 605 ⁱ 500 ^r	600 ^c 620 ⁱ 550 ^r	630 ^c 610 ^r

Параметр	933B	507B	T10B	T 12 A	O67D
X_{Mg}^{Gr}	0,1943 ^c 0,1014 ^r	0,1680 ^c 0,1504 ^r	0,1761 ^c 0,1328 ^r	0,1824 ^c 0,1331 ^r	0,1704 ^c 0,1015 ^r
X_{Mg}^{Bi}	0,465	0,460	0,500	0,459	0,464
T^o, C	650 ^c 505 ^r	630 ^c 620 ^r	610 ^c 550 ^r	640 ^c 600 ^r	625 ^c 520 ^r

Гранат-кордиерит-биотитовые роговики контактового ореола Стейнах, Бавария

К описанным выше гранат-кордиеритовым мигматитам Шотландии близки по генезису гранат-кордиерит-биотитовые роговики Баварии, описанные М. Окрушем [77]. Здесь слюдистые сланцы и слоистые гнейсы, метаморфизованные в P-T условиях амфиболитовой фации, подвергаются контактовому метаморфизму, обусловленному внедрением гранитной интрузии Лейхтенберг. Минеральная ассоциация регионального метаморфизма в слюдистых сланцах — $Mu+Bi+Gr+Q+Pl$, к которой иногда добавляются силлиманит и/или ставролит. Во внешней зоне контактового ореола контактовый метаморфизм приводит к образованию андалузита, кордиерита и распаду регионально-метаморфического граната. Ближе к контакту с гранатом андалузит замещается силлиманитом, а ассоциация $Mu+Q$ сменяется минеральным парагенезисом силлиманита и калишпата, т.е. протекает реакция $Mu+Q = Sill+Kfs+H_2O$. В самых высокотемпературных роговиках устойчива ассоциация $Gr+Bi+Q+Pl+Kfs+Sill+Cor$.

Гранаты, не измененные процессом контактового метаморфизма, обнаруживают, если исключить маломощную, краевую зону, отчетливую зональность прямого типа (рис. 25). В переходной роговиковой зоне, где андалузит замещается силлиманитом, зональность гранатов также хорошо

	Q 67X	892U	871	869	L 11Y	933A
	0,1337 ^c 0,1391 ⁱ 0,1286 ^r	0,1207 ^c 0,1027 ^r	0,1476 ^c 0,1179 ^r	0,1361 ^c 0,0928 ^r	0,1850 ^c 0,1428 ^r	0,1763 ^c 0,1680 ^r
	0,527	0,477	0,449	0,450	0,526	0,470
	550 ^c 550 ⁱ 530 ^r	550 ^c 500 ^r	600 ^c 550 ^r	600 ^c 500 ^r	610 ^c 550 ^r	625 ^c 620 ^r

	FW 283	FW 154	FW 122	FW 407
	0,2659 0,2325	0,2667 0,2230	0,2505 0,2360	0,2557 0,1672
	0,595	0,605	0,566	0,572
	645 ^c 605 ^r	650 ^c 600 ^r	650 ^c 630 ^r	650 ^c 550 ^r

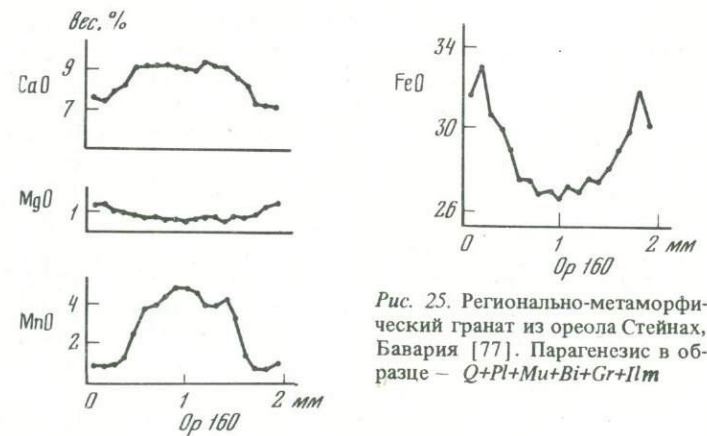


Рис. 25. Регионально-метаморфический гранат из ореола Стейнах, Бавария [77]. Парагенезис в образце — $Q+Pl+Mu+Bi+Gr+Ilm$

выражена, но она в трех изученных М. Окрушем образцах по строению различна (рис. 26). Наконец, в наиболее высокотемпературных роговиках зональность резко выражена только в краевых зонах кристаллов и она близка к обратному типу (рис. 26). Интересным в материале М. Окруша является факт близости краевых концентраций MnO , FeO и MgO во всех контактово-метаморфических гранатах (рис. 26).

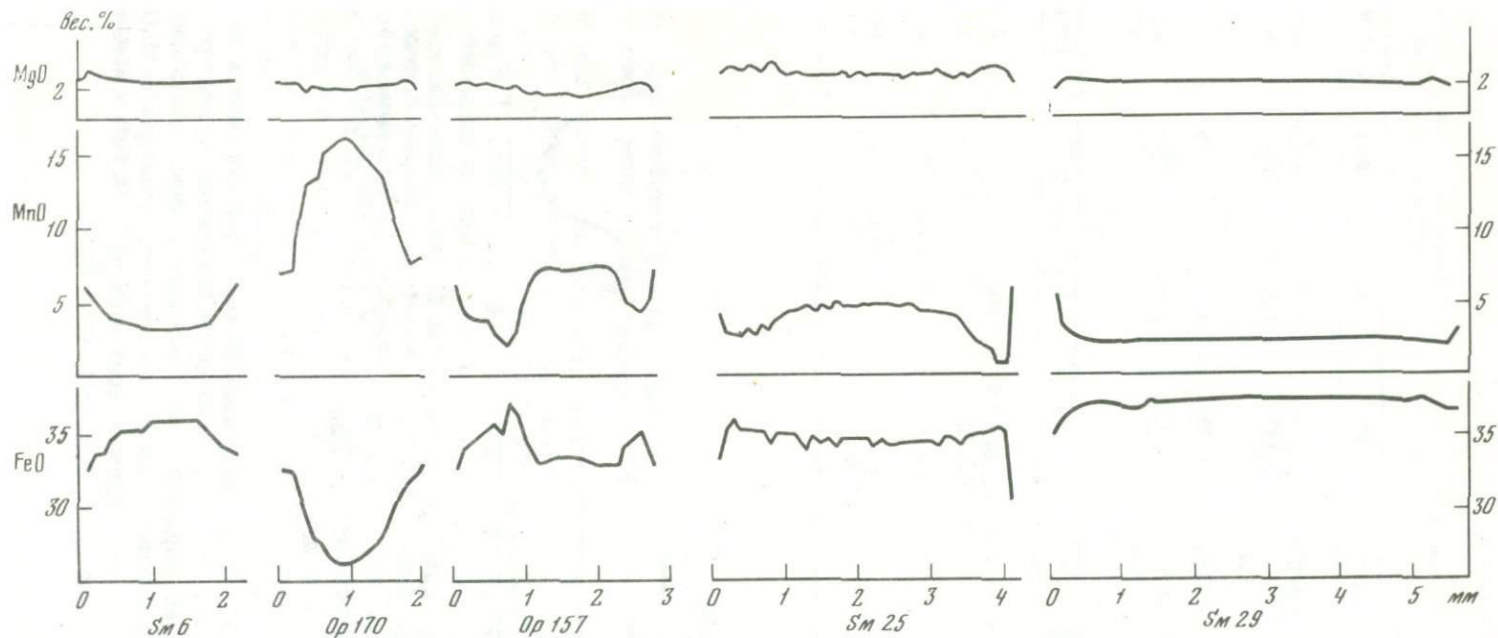


Рис. 26. Контактво-метаморфические гранаты ореола Стейнах, Бавария [77]

Обр. *Sm 6*, *Op 170*, *Op 157* — из переходной зоны между роговиками и регионально-метаморфизованными породами. Парагенезис в образцах — $Q + Pl + Mu$ (следы) + $And + Sill + Bi + Cor + Gr$. Обр. *Sm 25*, *Sm 29* из высокотемпературных роговиков. *Sm 25* — $Q + (Mu, And\text{-следы}) + Sill + Bi + Cor + Gr + Ilm$; *Sm 29* — $Q + Pl + Kfs$ (втор. *Mu*) + And (следы) + $Sill + Bi + Cor + Gr + Ilm$

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ГРАНАТОВ

Обычные химические реакции, вследствие которых образуются минералы в горных породах, являются результатом изменения химических μ_i или физических T, P_s факторов состояния минеральных равновесий. Реакции, не достигающие состояния химического равновесия, образуют химическую зональность минералов.

Изменение факторов состояния $\Delta T, \Delta P, \Delta \mu_i$ количественно можно связать с величиной градиента температуры, давления или концентрации компонента — $\text{grad } G$ — действующей силы, вызывающей поток тепла или вещества. В равновесных системах градиенты T, P, μ_i равны нулю, а потоки тепла или вещества отсутствуют. Неравновесные системы, к которым относятся минеральные ассоциации с зональными минералами, всегда содержат градиенты химических потенциалов компонентов. В этих системах, таким образом, зашифрована определенная информация об изменении факторов состояния минеральных равновесий, что принципиально отличает их от равновесных минеральных ассоциаций.

В данной главе произведена попытка выяснить направленности изменения физико-химических факторов состояния в конкретных минеральных системах на основе анализа зональности гранатов. Другими словами, будет решаться вопрос об установлении знака приращений величин $\Delta T, \Delta P, \Delta \mu_i$, по характеру зональности минералов. Напомним, что в чисто метаморфических системах, факторами минеральных равновесий являются $T, P_s, \mu \text{H}_2\text{O}, \mu \text{CO}_2$, причем изменение химических потенциалов H_2O и CO_2 может быть определенным образом связано с изменениями температуры и давления метаморфизма [18, 22].

Системы, в которых факторами равновесий, помимо вышеуказанных параметров, служат химические потенциалы других компонентов, принимаются нами метасоматическими. Будем также различать прогрессивную и регрессивную направленность изменения минеральных ассоциаций. Прогрессивное изменение осуществляется с повышением температуры ($+\Delta T$), регрессивное — с понижением температуры ($-\Delta T$). Литостатическое давление в обоих типах изменений (и соответствующих реакциях) может меняться различным образом — увеличиваться или уменьшаться ($\pm \Delta P$) и не принимается нами в качестве признака для определения процесса.

МЕТОД ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ ПОТЕНЦИАЛОВ ДЛЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ИЗМЕНЕНИЯ ПОТЕНЦИАЛА H_2O И ДАВЛЕНИЯ

Магнезиальность гранатов в прямом или обратном типах зональности, как правило, изменяется от центров кристаллов к периферии (табл. 2, 4–7 и др.). Попытаемся связать этот факт с определенным направлением изменения внешних условий метаморфизма, для чего воспользуемся известным методом термодинамических потенциалов [18, 22].

Термодинамический анализ проведем в системе $\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-$

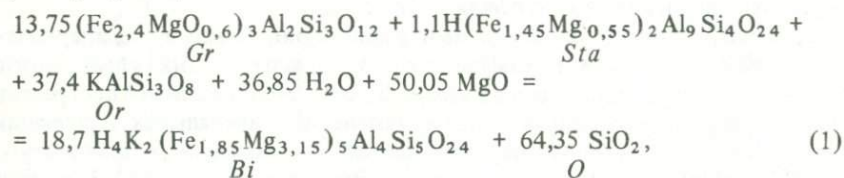
$Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$, допуская идеальное смешение минералов в изучаемых минералах. Принимается, следовательно, что на величину химического потенциала компонента в минерале количества других компонентов влияния не оказывают. Для нас в изучаемой системе интерес представляют следующие минералы, формулы которых запишем в таком виде:

Ставролит — $H(Fe, Mg)_2 Al_9 Si_4 O_{24}$,
 Хлоритоид — $H_4(Fe, Mg)_2 Al_4 Si_2 O_{14}$,
 Гранат — $(Fe, Mg)_3 Al_2 Si_3 O_{12}$,
 Биотит — $H_4 K_2 (Fe, Mg)_5 Al_4 Si_5 O_{24}$,
 Хлорит — $H_8 (Fe, Mg)_4 Al_4 Si_2 O_{18}$,
 Мусковит — (30% фенгита) — $H_4 K_2 (Fe, Mg)_{0,3} Al_{5,4} Si_{6,3} O_{24}$,
 Кордиерит — $(Fe, Mg)_2 Al_4 Si_5 O_{18}$,
 Гиперстен — $(Fe, Mg)_2 Si_2 O_6$,
 Кианит (силлиманит, андалузит) — $Al_2 SiO_5$,
 Кварц — SiO_2 ,
 Калишпат — $KAlSi_3 O_8$.

Далее будем различать системы, в которых K_2O входит более чем в один минерал (А), и системы, в которых K_2O входит только в один минерал (Б), так как физико-химический анализ этих систем имеет небольшие отличия друг от друга. Выделим также системы (АВ, БВ), в которых изменение состава минералов контролируется в основном μ_{H_2O} и P_s и системы (АГ, БГ), где изменение состава минерала может быть связано и с влиянием химических потенциалов других компонентов.

Перейдем к рассмотрению конкретных минеральных равновесий.

Система АВ. Реакции в этой системе рассмотрим на примере равновесия $Gr - Sta - Bi - Or - Q$. Для данных минералов, находящихся в состоянии равновесия, например, при температуре $550^\circ C$, можно написать такую обратимую реакцию:



где соотношение магнезиальностей минералов учитывалось по корреляционным графикам Л.Л. Перчука (1979) и В.В. Федыкина (1975). К анализу этого равновесия применим термодинамический потенциал Д.С. Коржинского (1957):

$$Z^m = f(T, P, n_{FeO}, n_{Al_2O_3}, n_{SiO_2}, n_{K_2O}, \mu_{H_2O}, \mu_{MgO}),$$

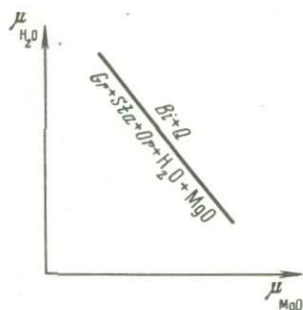
приращение которого в условиях равновесия составляющих правые и левые части уравнения (1) должно быть равно нулю:

$$d(\Delta Z^m) = 0 = -\Delta SdT + \Delta VdP - \Delta n_{MgO} d\mu_{MgO} - \Delta n_{H_2O} d\mu_{H_2O}. \quad (2)$$

При постоянных значениях T и P их дифференциалы равны нулю ($dT = 0, dP = 0$), а потому из уравнения (1) получаем величину:

$$-\Delta n_{MgO} d\mu_{MgO} = \Delta n_{H_2O} d\mu_{H_2O} \text{ или } -\frac{\Delta n_{MgO}}{\Delta n_{H_2O}} = \frac{d\mu_{H_2O}}{d\mu_{MgO}} = \text{tg } \alpha,$$

Рис. 27. Смещение равновесия $Gr + Sta + Bi + Or + Q$ в магнезиальную область составов с падением потенциала H_2O



по которой можно установить направление смещения равновесия $Gr + Sta + Bi + Or + Q$ в отношении изменения потенциала MgO в минералах в зависимости от потенциала H_2O (рис. 27). Эту потенциальную диаграмму можно преобразовать в диаграмму $\mu_{H_2O} - X_{Mg}$. Для этого от

производной $\frac{d \mu_{H_2O}}{d \mu_{MgO}}$ переходим к производной $\frac{d \mu_{H_2O}}{d X_{MgO}}$ при помощи

дифференцирования выражения потенциала компонента для идеальных растворов:

$$\mu_i = \mu_0 + RT \ln X_i; \quad d\mu_i = \frac{RT dX_i}{X_i}$$

Для любого минерала изучаемого равновесия, следовательно, имеем:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{d \mu_{H_2O}}{d \mu_{MgO}} = \frac{d \mu_{H_2O}}{RT dX_{MgO}^i}, \quad (3)$$

где X_{MgO}^i — магнезиальность минерала i .

Перепишем выражение (3) в виде $\frac{\operatorname{tg} \alpha}{\lambda} = \frac{d \mu_{H_2O}}{d X_{MgO}^i}$, где $\lambda = \frac{X_{MgO}^i}{RT}$, строим

качественную диаграмму $\mu_{H_2O} - X_{MgO}$, где можно наглядно видеть смещение состава граната и других минералов в равновесии $Gr + Sta + Bi + Or + Q$ в магнезиальную область с падением потенциала H_2O при постоянной валовой магнезиальности системы (рис. 28,а). Этот вывод записан (табл. 24) в виде знаков $-\Delta \mu_{H_2O}$, $\Delta \mu_{MgO}^{Gr}$, (ΔX_{MgO}^{Gr}) , что означает повышение магнезиальности граната в равновесии $Gr + Sta + Or + Bi + Q$ в связи с падением потенциала H_2O и применим к той области существования равновесия, где сохраняется соотношение $X_{Mg}^{Gr} < X_{Mg}^{Sta} < X_{Mg}^{Bi}$.

Для анализа влияния изменения давления (P_s) на изменение состава минералов вычисляется объемный эффект реакции (1) по твердым фазам: $\Delta V_s = 18,7 \cdot 311 + 64,35 \cdot 22,7 - 13,75 \cdot 114,5 - 1,1 \cdot 221 - 37,4 \times 109 = 1382,37 \text{ см}^3$.

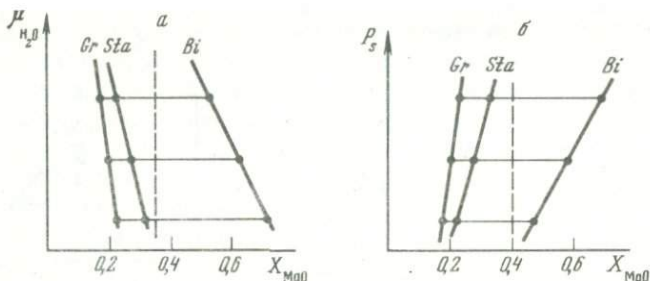


Рис. 28. Изменение магнезиальности минералов в зависимости от потенциала H_2O (а) и давления (б) в равновесии $Gr + Sta + Bi + Or + Q$ (или изменение количественных соотношений минералов от потенциала H_2O и давления при постоянной магнезиальности системы)

При постоянных значениях T , μ_{H_2O} их дифференциалы равны нулю ($dT = 0$, $d\mu_{H_2O} = 0$), поэтому из уравнения (2) получаем:

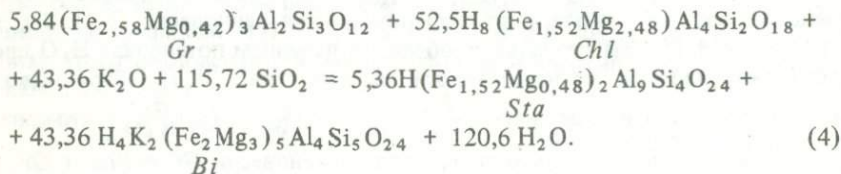
$$\frac{dP}{d\mu_{MgO}} = \frac{\Delta n_{MgO}}{\Delta V_s} = \frac{50,05}{1382,37} = 0,036 \frac{\text{моль}}{\text{см}^3}$$

или $1,45 \text{ г/см}^3$.

Аналогично диаграмме $\mu_{H_2O} - X_{Mg}$, строим диаграмму $P_s - X_{Mg}$, на которой наглядно видно смещение состава граната и других минералов в магнезиальную область с увеличением давления при постоянной валовой магнезиальности системы (рис. 28, б). Этот вывод записан в виде знаков $+\Delta P_s + \Delta \mu_{MgO}^{Gr}$ (ΔX_{MgO}^{Gr}) и применим к той области существования равновесия, где сохраняется соотношение $X_{MgO}^{Gr} < X_{MgO}^{Sta} < X_{MgO}^{Bi}$.

Аналогично определялись знаки приращений P , μ_{H_2O} , μ_{MgO} (ΔX_{MgO}^{Gr}) в других равновесиях системы АВ (табл. 24).

Система БВ. Примером этой системы может быть равновесие $Gr + Bi + Sta + Chl + Q$, где K_2O содержится в одном минерале. В состоянии равновесия, например, при температуре $500^\circ C$ для рассматриваемых минералов возможно написать такую обратимую реакцию:



Положение этого равновесия показано на диаграмме $\mu_{H_2O} - \mu_{K_2O}$ (рис. 29), из которой видно смещение его с падением μ_{H_2O} в менее калиевую область. Характер изменения магнезиальности минералов в рассматриваемом равновесии виден из следующих соображений.

Из существа моновариантности равновесия $Gr + Bi + Sta + Chl + Q$ при $T, P = \text{const}$, очевидно, что магнезиальность минералов в нем должна закономерно изменяться с изменением μ_{H_2O} . Если взять затем равнове-

Т а б л и ц а 24

Знак изменения приращения потенциала MgO в зависимости от положительно-го приращения температуры (+ ΔT) и давления (+ ΔP_s)

№ п/п	Равновесие	+ ΔT	+ ΔP_s
1	$Gr + Chld + Or + Bi + Q$	+	+
2	$Gr + Chl + Bi + Or + Q$	+	+
3	$Gr + Cor + Bi + Or + Q$	+	+
4	$Gr + Mu + Bi + Or + Q$	+	+
5	$Gr + Ky(Sill) + Bi + Or + Q$	+	+
6	$Gr + Chld + Mu + Or + Q$	+	+
7	$Gr + Sta + Bi + Or + Q$	+	+
8	$Gr + Chl + Mu + Or + Q$	+	+
9	$Gr + Cor + Mu + Or + Q$	-	+
10	$Gr + Ky(Sill) + Mu + Or + Q$	+	+
11	$Gr + Sta + Mu + Or + Q$	-	+
12	$Gr + Chld + Mu + Bi + Q$	+	+
13	$Gr + Chl + Mu + Bi + Q$	+	+
14	$Gr + Cor + Mu + Bi + Q$	0	+
15	$Gr + Ky(Sill) + Mu + Bi + Q$	0	+
16	$Gr + Sta + Bi + Mu + Q$	+	+
17	$Gr + Chld + Sta + Bi + Q$	+	+
18	$Gr + Chl + Bi + Sta + Q$	+	+
19	$Gr + Cor + Bi + Sta + Q$	-	+
20	$Gr + Ky(Sill) + Bi + Sta + Q$	+	+
21	$Gr + Chld + Mu + Sta + Q$	+	+
22	$Gr + Ky(Sill) + Mu + Sta + Q$	+	+
23	$Gr + Chl + Mu + Sta + Q$	+	+
24	$Gr + Cor + Mu + Sta + Q$	-	+
25	$Gr + Chld + Or + Sta + Q$	+	+
26	$Gr + Chl + Sta + Or + Q$	+	+
27	$Gr + Cor + Sta + Or + Q$	-	+
28	$Gr + Ky(Sill) + Sta + Or + Q$	+	+
29	$Gr + Chl + Chld + Q$	+	+
30	$Gr + Mu + Cor + Chl + Q$	+	+
31	$Gr + Chl + Chld + Mu + Q$	+	+
32	$Gr + Chl + Sta + Q$	+	+
33	$Gr + Mu + Cor + Chld + Q$	+	+
34	$Gr + Mu + Cor + Ky(Sill) + Q$	+	+
35	$Gr + Mu + Chl + Ky(Sill) + Q$	+	+
36	$Gr + Mu + Chld + Ky(Sill) + Q$	+	+
37	$Gr + Bi + Cor + Chl + Q$	+	+
38	$Gr + Bi + Chl + Chld + Q$	+	+
39	$Gr + Bi + Cor + Chld + Q$	+	+
40	$Gr + Bi + Cor + Ky(Sill) + Q$	+	+
41	$Gr + Bi + Chl + Ky(Sill) + Q$	+	+
42	$Gr + Bi + Chld + Ky(Sill) + Q$	+	+
43	$Gr + Cor + Chl + Or + Q$	+	+
44	$Gr + Chl + Chld + Pr + Q$	+	+
45	$Gr + Or + Cor + Chld + Q$	+	+
46	$Gr + Or + Cor + Ky(Sill) + Q$	+	+
47	$Gr + Or + Chl + Ky(Sill) + Q$	+	+
48	$Gr + Or + Chld + Ky(Sill) + Q$	+	+
49	$Gr + Cor + Mu + Sta + Q$	-	+

Примечание. Знаком "0" отмечены равновесия, не зависящие от потенциала воды, цифрами 1-16 - равновесия системы АВ, цифрами 16-49 - системы ВВ.

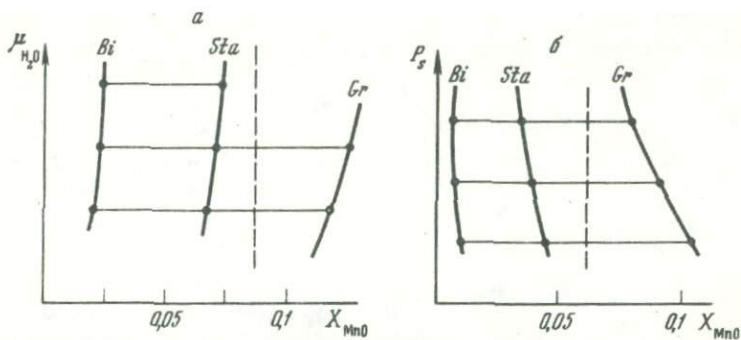


Рис. 31. Изменения марганцовистости минералов в зависимости от потенциала H_2O (а) и давления (б) в равновесии $Gr + Sta + Bi + Or + Q$ (или изменение количественных соотношений минералов от потенциала H_2O и давления при постоянной марганцовистости системы).

Системы АГ, ВГ. Изученные равновесия (табл. 24) не охватывают всю совокупность природных парагенезисов. В метаморфических комплексах часто встречаются ассоциации с меньшим числом железомagneзиальных минералов, чем в равновесиях таблицы. Для таких маломинеральных ассоциаций, как, например, $Gr + Chl + Q$, направление смещения состава в зависимости от изменения потенциала воды или давления уже нельзя установить, вышеописанным методом. Однако ясно, что снижение потенциала воды сужает поля устойчивости водных минералов. А так как они более магнезиальны, чем гранат, то избыток MgO должен входить в гранат, повышая его магнезиальность. Поэтому в таких равновесиях, как $Gr + Chl + Q$, $Gr + Bi + Q$, $Gr + Chld + Q$, $Gr + Sta + Q$, $Gr + Mu + Q$, $Gr + Bi + Or + Q$, $Gr + Sta + Or + Q$ и других подобных, снижение потенциала воды должно приводить к расширению поля устойчивости граната, что должно приводить к росту его магнезиальности. Вместе с тем повышение давления должно также способствовать повышению магнезиальности гранатов, так как более магнезиальные водные минералы менее плотные, чем гранаты.

Если далее принять постулат об обратной зависимости потенциала воды и температуры [22, 19], то можно полагать (табл. 24), что в большинстве случаев реакций, обусловленных ростом температуры (падением μ_{H_2O}) и давления, магнезиальность граната возрастает. В подтверждение вывода о смещении состава большинства гранатовых равновесий в магнезиальную область с ростом температуры можно привести также данные Л.Л. Перчука (1976) (рис. 30).

Вместе с тем в отдельных реакциях (табл. 24) магнезиальность граната с уменьшением потенциала воды падает. Магнезиальность граната может понижаться также при прогрессивных реакциях в крайней железистой области составов, в которой магнезиальность граната бывает выше магнезиальности ставролита и хлоритоида [31]. Таким образом, в правиле возрастания магнезиальности гранатов с падением потенциала воды (ростом температуры) могут быть исключения.

Аналогично рассмотрению изменения магнезиальности гранатов может быть проанализировано изменение марганцовистости минералов в связи

Т а б л и ц а 25

Пределы колебания отношения $Mx : My$ в разных парах минералов [16]

$x \backslash y$	<i>Cor</i>	<i>Chl</i>	<i>Bi</i>	<i>Sta</i>	<i>Chld</i>
<i>Gr</i>	6, 8-17, 0	9-94, 0	4, 3-43, 0	11, 6-66, 5	6, 6-16, 6
<i>Chld</i>	?	0,7-5,7	0,8-2,1	1,4-2,6	
<i>Sta</i>	?	0,6-2,8	0,2-1,4		
<i>Bi</i>	0,65-3,8	0,7-2,2			
<i>Chl</i>	?				
Mn					
Примечание.: $Mx = My = \frac{\text{Mn}}{\text{Mn} + \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Al}}$					

с вариациями потенциала воды и давления. В соответствии с данными (табл. 25) составим следующую реакцию между минералами, например, в равновесии $Gr + Sta + Bi + Or + Q$, причем примем соотношение $M_x^{Gr} : M_y^{Sta} : M_z^{Bi} = 0,08 : 0,006 : 0,004 : 40,816$ (FeMg)_{2,6}Mn_{0,4}Al₂Si₃O₁₂ + $\frac{Gr}{Or}$ + 39,08 KAlSi₃O₈ + 41,444 H₂O = 4,728 H(FeMg)_{1,93}Mn_{0,07}Al₉Si₄O₂₄ + $\frac{Sta}{Bi}$ + 19,54 H₄K₂(FeMg)_{4,964}Mn_{0,036}Al₄Si₅O₂₄ + 15,292 MnO + 123,076 SiO₂.

Аналогично вышеописанному способу строим диаграммы $\mu_{H_2O} - X_{MnO}$ и $P_s - X_{MnO}$ (рис. 31), на которых видно, что с падением H₂O и ростом давления равновесие $Gr + Or + Sta + Bi + Q$ смещается в менее марганцовистую область составов при постоянной марганцовистости системы.

Рассмотренное выражение $Gr + Or + Sta + Bi + Q$ является хорошим примером полярного поведения компонентов MnO и MgO в составе граната в зависимости от изменения внешних условий. Это обусловлено тем, что гранат относительно водных железо-магнезиальных минералов является наиболее марганцефильным и магнезиофобным минералом, что и приводит к противоположному изменению содержаний MnO и MgO в составе граната. Симбатное изменение MnO и MgO должно свидетельствовать в пользу неизохимических реакций, идущих с привнесом-выносом MnO и MgO, если только в этих реакциях не участвуют особые марганцевые и железистые минералы.

О ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИИ КАЛЬЦИЯ МЕЖДУ ГРАНАТОМ И ПЛАГИОКЛАЗОМ

Иногда в минеральных ассоциациях, где гранаты зональны по прямому типу, зональное строение обнаруживают также и плагиоклазы, причем основность последних к периферии возрастает [90, 6]. Так как в таких случаях содержание CaO в гранатах от центра кристаллов к периферии падает, то, очевидно, в этих примерах наблюдается перераспределение CaO между гранатом и плагиоклазом, обусловленное изменением температуры и давления. Заметим, что эффект перераспределения катионов между минералами чисто метасоматическими явлениями (при $T, P_s = \text{const}$) объяснить невозможно. Ведь метасоматоз осуществляется при направлен-

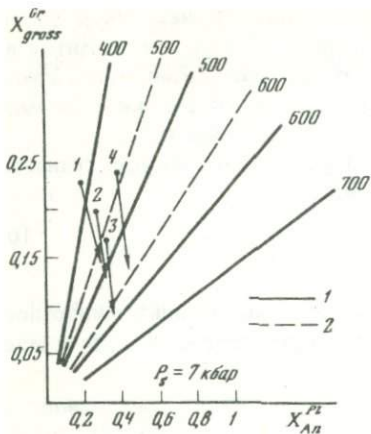


Рис. 32. Изотермы распределения кальция между гранатом и плагиоклазом при $a_{Al_2SiO_5} = 1$ (1) и "смещенные" изотермы (600 и 500°С) при условии активности $a_{Al_2SiO_5} = 0,5$ (2)

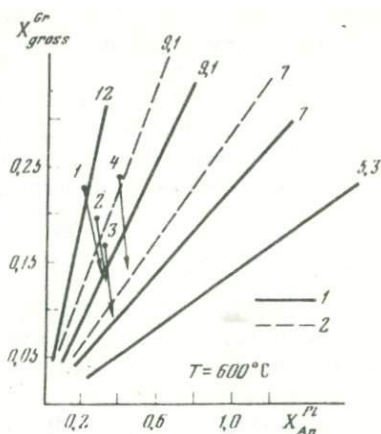


Рис. 33. Изобары распределения кальция в кбар между гранатом и плагиоклазом при $a_{Al_2SiO_5} = 1$ (1) и "смещенные" изобары (7 и 9,1 кбар) при условной активности $a_{Al_2SiO_5} = 0,5$ (2)

величину $\mu_{Al_2O_3}$. О величине последнего можно судить к примеру по величине глиноземистости биотита и по наличию или отсутствию в породах дистена (андалузита, силлиманита). С другой стороны, если есть уверенность, что T и P заданы (постоянны), то соотношение составов граната и плагиоклаза дает величину $\mu_{Al_2SiO_5}$ или, точнее, в породах с кварцем — $\mu_{Al_2O_3}$. Заметим также, что если для определения T и P в кварцсодержащих минеральных равновесиях с $\mu_{Al_2O_3} < 1$, т.е. без дистена (силлиманита, андалузита), применять диаграммы рис. 32, 33, то T будут занижаться, а P — завышаться.

Однако для всей совокупности кварцсодержащих парагенезисов с избытком глинозема или без него, мы можем заключить, что повышение температуры или понижение давления приводит к перераспределению CaO из граната в плагиоклаз, а обратный эффект обусловлен понижением температуры или повышением давления.

ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ ΔT И ΔP_s ПРИ ФОРМИРОВАНИИ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ЗОНАЛЬНОСТИ ГРАНАТОВ

После изучения вопросов изменения известковистости и магниальности гранатов в зависимости от изменения внешних факторов метаморфизма удобно обратиться к вопросу расшифровки по химической зональности гранатов характера изменения T и P_s в метаморфических процессах.

Отметим, что в процессах метаморфизма вообще может быть девять соотношений между приращениями T и P (табл. 26). Прогрессивные типы метаморфизма отмечены цифрами 1, 3, 4, а регрессивные — 5, 6, 7, 8, 9. Тип процесса под номером 2, надо относить к метасоматическому.

Таблица 26

Знаки приращений ΔX_{Ca}^{Gr} , ΔX_{Mg}^{Gr} в зависимости от знаков ΔT и ΔP_s в наиболее типичном случае реакции изменения состава граната

№ п/п	ΔT	ΔP	ΔX_{Ca}^{Gr}	ΔX_{Mg}^{Gr}	Тип зональности	
					прямой (1)	обратный (4)
1	+	+	$\oplus, \ominus, \text{const}$	\oplus	+	
2	const	const	$\oplus, \ominus, \text{const}$	$\oplus, \ominus, \text{const}$		
3	+	-	\ominus	$\oplus, \ominus, \text{const}$	+	
4	+	const	\ominus	\oplus	+	
5	-	+	\oplus	$\oplus, \ominus, \text{const}$		+
6	-	-	$\oplus, \ominus, \text{const}$	\ominus		+
7	-	const	\oplus	\ominus		+
8	const	-	\ominus	\ominus		
9	const	+	\oplus	\oplus		

Величины приращений ΔT и ΔP_s , фиксируемые по химической зональности минералов, могут быть самыми различными и определяться не только ходом метаморфического процесса, но и типами реакций или минеральных равновесий. Поэтому эти приращения могут по-разному сказываться на изменении составов минералов. Так, при прогрессивном ходе метаморфического процесса, идущего с возрастанием температуры, но на фоне снижения давления (№ 3, табл. 26), магнезиальность гранатов, например, в равновесии $Gr + Bi + Or + Sta + Q$ может возрасть (т.е. эффект влияния температуры оказывается больше эффекта влияния давления: $\Delta T > -\Delta P$), оставаться постоянной (повышение магнезиальности за счет роста температуры компенсируется снижением ее вследствие уменьшения давления: $\Delta T \approx -\Delta P$) или убывать ($-\Delta P > \Delta T$). Аналогично этому известковистость граната при прогрессивном типе метаморфизма (№ 1, табл. 26) может возрасть, убывать или оставаться постоянной.

Если далее взять обычный и широко распространенный случай изохимических реакций, совершающихся в метapelитовых породах, т.е. без участия в ней особых кальциевых, натровых, марганцевых минералов и в которых X_{Mg}^{Gr} возрастает с ростом T и P_s (табл. 24), то для него можно решить вопрос о знаке приращения ΔT или ΔP_s , пользуясь таблицей 26.

Проиллюстрируем возможности таблицы на примере двух типов зональности гранатов, характер изменения составов гранатов в которых показан в таблице 26 под номерами 1, 4.

В зональности № 1 от центра кристалла к краям его возрастает магнезиальность и падает известковистость ($-\Delta X_{Ca}^{Gr}$, $+\Delta X_{Mg}^{Gr}$, что отвечает прямому типу зональности). Вследствие такого изменения состава в таблице он попадает в графы 1, 3, 4 (случай чистого метасоматоза исключаем a priori). Все эти графы отвечают положительному приращению температуры ($+\Delta T$, табл. 26), откуда следует вывод о прогрессивном генезисе этого типа зональности. В зональности № 4 от центра кристалла к краю его возрастает известковистость и падает магнезиальность ($+\Delta X_{Ca}^{Gr}$, $-\Delta X_{Mg}^{Gr}$, табл. 26), что часто происходит в обратном типе зональности.

Т а б л и ц а 27

Характер изменения ΔT и ΔP_s при формировании различных типов зональности гранатов

Знак изменения	$\Delta X_{Ca}^{Gr}, \Delta X_{Mg}^{Gr}$	ΔT	ΔP	Тип зональности
1	ΔX_{Gr}^{Ca} — ΔX_{Gr}^{Mg} +	⊕	?	Прямой, прогрессивный
2	ΔX_{Gr}^{Ca} + ΔX_{Gr}^{Mg} +	?	⊕	Прямой, (прогрессивный?)
3	ΔX_{Gr}^{Ca} — ΔX_{Gr}^{Mg} —	?	⊖	Обратный (регрессивный?)
4	ΔX_{Gr}^{Ca} + ΔX_{Gr}^{Mg} —	⊖	?	Обратный, регрессивный

В таблице он попадает в графы 5, 6, 7 с отрицательным приращением температуры. Это свидетельствует о регрессивном генезисе такой зональности. Режим изменения давления, как видно из таблицы, при образовании прямого (№ 1) и обратного (№ 4) типов зональности однозначно определить невозможно. В типах зональности под номерами 2, 3 (табл. 27), напротив, неясен режим изменения температуры. Таким образом, характер зональности гранатов дает возможность определить в самом общем случае метаморфизма лишь изменение одного какого-нибудь внешнего фактора, минералообразования — температуры или давления.

Между тем трудно представить себе эволюцию метаморфизма с повышением давления, но снижением температуры или понижением давления, но ростом температуры. Поэтому зональность № 2 будет иметь, скорее всего, прогрессивный генезис, а № 3 — регрессивный, если изменение градиента концентраций компонентов соответствует прямому в № 2 и обратному в № 3 типам зональности.

ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ ТЕМПЕРАТУР В НЕРАВНОВЕСНЫХ АССОЦИАЦИЯХ

Результаты микронзондового анализа минералов метаморфических пород чаще всего обнаруживают гомогенность биотитов, амфиболов, пироксенов и зональность сосуществующих с ними гранатов. Естественным образом, возникает вопрос о применении в таких случаях известных геотермобарометров.

В табл. 2, 4—7 и других приведены многочисленные определения температур, рассчитанные по составам незональных биотитов и центральным и краевым зонам гранатов. Очевидно, что состав внешней зоны зонального граната и состав биотита должен удовлетворять условию равновесия: $\mu_{Gr}^i \neq \mu_{Bi}^c$ и характеризовать температуру прекращения обменных реакций между гранатом и биотитом. Состав центральной зоны граната и состав того же биотита являются неравновесными, так как потенциалы

компонентов в краевой зоне граната не равны таковым центра: $\mu_{Gr}^T \neq \mu_{Gr}^C$. Вместе с тем определение температуры по составу центральной зоны граната и валовому составу биотита не является бессмысленным делом, так как во многих случаях можно полагать, что состав биотита при изменении состава граната оставался практически постоянным. Например, в гранатах с обратной зональностью резкозональные краевые зоны по мощности часто незначительны и, следовательно, объем компонентов, вовлекающихся в реакцию, не мог сильно изменить состав биотита.

С другой стороны, мы иногда можем предполагать направление изменения состава биотита и, по крайней мере, на полуколичественном уровне оценить температуру образования центральных и краевых зон гранатов. Так, в охотском метаморфическом комплексе состав ядра граната и валовый состав биотита дает тот нижний предел температуры, выше которого совершался I этап метаморфизма. Этот вывод следует из характера зональности охотских гранатов (табл. 19), сосуществующих с биотитами, согласно которому железо поступает в гранат, а магний выносятся, в связи с чем ранний состав биотита, равновесный с ядром граната, мог быть только более железистым по составу. Сближение железистостей граната и биотита, как известно [25], отвечает повышению температуры, поэтому, например, для обр. 436-Е заключаем, что температура I этапа метаморфизма была $\geq 740^\circ$, а температура II этапа — 650°C (табл. 20).

Данное заключение вполне достоверно при отсутствии процессов метасоматоза. Метасоматические явления (для охотских гранулитов) могли сдвинуть весь валовый состав породы и минералов в железистую область и благодаря различному темпу выравнивания разности концентраций в гранате и биотите произвести наблюдаемую картину распределения концентраций в минералах. Если это так, то различия по температуре между I и II этапами метаморфизма в охотском комплексе могло и не быть. Однако дополнительные данные [3] скорее свидетельствуют о большем различии по температуре между двумя метаморфизмами, чем это устанавливается по вышеописанной методике.

Низкотемпературные гранаты с прямой зональностью, как правило, резкозональны по всему зерну, но содержание кристаллов в породе часто невелико, поэтому в обменной реакции изменение состава биотита должно быть незначительно, а определение температуры по составам центральных зон гранатов и валовым составам биотитов, следовательно, представляет интерес в отношении температуры формирования центральных зон гранатов. Оценки температур, произведенные таким способом, показывают, что прямая зональность имеет прогрессивный генезис, обусловленный ростом температуры, а обратная — регрессивный — на фоне снижения температуры.

НЕКОТОРЫЕ ОТЛИЧИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ГРАНАТОВ ОТ ИЗОХИМИЧЕСКОЙ

В общем случае зональность может быть изохимического (при переменных T, P_s) или метасоматического ($T, P_s = \text{const}$) происхождения. Однозначное отличие этих двух генетических групп, вероятно, невозможно. Между тем в отдельных случаях можно утверждать, что метасоматические явления в образовании зональности имели место, а в других, вероятно, их

роль незначительна. Для отличия метасоматической зональности от изохимической можно рекомендовать несколько методов, хотя ни один из них не является достаточно строгим. Кратко охарактеризуем эти методы.

Один из методов был обоснован ранее и касается поведения MnO и MgO в зональных кристаллах граната. Напомним, что сопряженное изменение концентраций этих компонентов доказывает (при отсутствии особых железистых или марганцевых минералов) вклад метасоматических эффектов в образование зональности. Несопряженное изменение MnO , MgO предполагает (но не доказывает) изохимическую реакцию.

Второй метод требует зонального распределения компонента в двух или более минералах. Если концентрация компонента будет одновременно возрастать или убывать во всех тех минералах, где он содержится, то, очевидно, это свидетельствует в пользу метасоматических реакций. Например, сопряженное возрастание или убывание CaO в гранате и плагиоклазе (при условии отсутствия других кальцийсодержащих минералов в парагенезисе), т.е. смещение фигуративной точки составов вдоль изобаро-изотерм рис. 32, 33, будет доказывать существование метасоматоза.

Наконец, третий метод основан на изучении корреляций между изоморфными катионами граната в моновариантных (при $T, P_s, P_{H_2O} = \text{const}$) системах. Так, парагенезисы, состоящие из ϕ -фаз, состоящие из $\phi + 1$ компонентов, будут моновариантными (при $T, P_s, P_{H_2O} = \text{const}$) и состав в них минералов не может изменяться произвольно, а только по какой-то зависимости. Зная изобаро-изометрическую корреляцию изменения состава минерала, можно различить зональность, сформированную только вследствие метасоматоза или в результате изменения T, P_s .

Изобарно-изотермическую корреляцию изменения состава минерала в моновариантных парагенезисах можно найти аналитически, решая уравнение Гиббса-Дюгема или эмпирически, сравнивая составы минерала в одинаковых парагенезисах. Эмпирический подход в нахождении изобаро-изотермических корреляций был ранее применен в одной из наших работ [4 и др.].

Покажем аналитический метод нахождения изобаро-изотермической корреляции. Пусть в породе равновесно сосуществуют незональные минералы — например Gr, Am, Cpy, Hup, Pl, Q и Mt , составы которых известны. Компоненты — $CaO, Na_2O, Al_2O_3, FeO, MgO, SiO_2, Fe_2O_3$. При постоянных и произвольных значениях T, P_s, P_{H_2O} эта ассоциация конвариантна и состояние ее на потенциальной диаграмме $\mu_{CaO} - \mu_{FeO}$ изображается точкой. Ассоциация без одного минерала — моновариантна и известным методом определителей можно найти величину тангенса угла

$\frac{\partial \mu_{CaO}}{\partial \mu_{FeO}}$ для каждого такого равновесия. Дифференцируя выражение потенциала компонента для идеальных растворов, получаем: $\mu_i = \mu_0 +$

$+ RT \ln x_i$; $d_{\mu_i} = \frac{RT dX_i}{X_i}$. Последнее выражение можно расписать для

граната: $d_{\mu_{CaO}} = \frac{RT dX_{CaO}^{Gr}}{X_{CaO}^{Gr}}$; $d_{\mu_{FeO}} = \frac{RT dX_{FeO}^{Gr}}{X_{FeO}^{Gr}}$ и найти величину

$$\frac{d\mu_{\text{CaO}}}{d\mu_{\text{FeO}}} = \frac{dX_{\text{CaO}}^{\text{Gr}}}{X_{\text{CaO}}^{\text{Gr}}} \frac{X_{\text{FeO}}^{\text{Gr}}}{dX_{\text{FeO}}^{\text{Gr}}}. \text{ Таким образом, } \frac{\partial \mu_{\text{CaO}}}{\partial \mu_{\text{FeO}}} = \text{tg } \alpha = \frac{dX_{\text{CaO}}^{\text{Gr}}}{dX_{\text{FeO}}^{\text{Gr}}} \frac{X_{\text{FeO}}^{\text{Gr}}}{X_{\text{CaO}}^{\text{Gr}}},$$

что дает возможность определить величину угла наклона изобаро-изотермической корреляции между концентрациями CaO и FeO в каждом из равновесий. Возможности такого метода ограничены неидеальностью минералов и необходимой многоминеральностью изучаемых систем.

Применение указанных критериев показывает, что прямая зональность низкотемпературных гранатов скорее изохимического происхождения. Об этом отчасти свидетельствуют несопряженное изменение MnO и MgO в гранатах, перераспределение CaO между гранатом и плагиоклазом, устойчивость самого прямого типа, наблюдающегося в различных метаморфических комплексах, но ни один из признаков не является жестким критерием.

Образованием обратной зональности сопровождается явлениями метасоматоза. Об этом свидетельствуют примеры сопряженного изменения MnO и MgO в кристаллах (табл. 8, 18, 22), сопряженного изменения CaO в гранатах и плагиоклазах и часто неустойчивого поведения CaO в гранатах из пород близкого химизма и одинаковых T , P , условий в тех метаморфических комплексах, где описывается обратная зональность.

ПРЯМОЙ ТИП ЗОНАЛЬНОСТИ

В зарубежной литературе прямой тип зональности получил название "нормального" [67, 64 и др.] и был открыт раньше других видов зональности [59]. С момента открытия этого типа было предложено две основных конкурирующих гипотезы, кардинально различно трактующих его генезис. Первая гипотеза связывает происхождение прямого типа с усилением степени метаморфизма [59, 39 и др.]. Интенсификация метаморфизма является, по этой гипотезе, причиной прогрессивных метаморфических реакций, в результате которых состав граната смещается в сторону разностей, бедных спессартином. Уменьшение количества спессартина в гранате, происходящее в связи с увеличением степени метаморфизма при данном составе породы было известно еще со времен Гольдшмидта [57]. Впоследствии этот факт получил подтверждение в работах других ученых [71, 86 и др.].

Вторая гипотеза объясняет прямую зональность граната на основе модели фракционирования Рэлея [63, 35]. Детально эта модель рассматривается в главе III, а здесь укажем, что по этой модели, в процессе роста кристалла, вследствие его большей "манганфильности" сравнительно с другими обычными метаморфогенными минералами (табл. 25), происходит постоянное обеднение MnO среды, окружающей минерал. Вследствие такого уменьшения концентрации MnO в среде, в последовательно нарастающих зонах кристалла, содержание MnO также падает. Это уменьшение атомов MnO в кристалле компенсируется увеличением атомов FeO и MgO. Формирование прямой зональности гранатов по такой модели, как утверждают авторы объяснения [63, 35], может происходить практически в изотермических условиях и, следовательно, этот тип зональности не может быть признаком прогрессивных реакций.

Т а б л и ц а 28

Метаморфические фации или минеральные зоны различных комплексов, в которых установлен прямой тип зональности гранатов

Минеральная зона или метасоматическая фация	Метаморфический комплекс и источник
Зеленосланцевая до амфиболитовой	Новая Зеландия [46, 48, 90]
Зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая	Япония [64]
Хлоритовая, хлоритоидная, ставролитовая, кианитовая	Испания [67]
Эпидот-амфиболитовая	Венгрия [36]
Ставролитовая	СССР, становой комплекс (настоящая работа)
Ставролитовая, ставролит-силлиманитовая	Ирландия [96]
Гранатовая и биотитовая	Шотландия [70, 34]
Гранатовая и ставролитовая	Британская Колумбия [94]
Ставролит-альмандиновая	Онтарио [43]
Ставролитовая	Массачузетс, США [89]
Эпидот-амфиболитовая	СССР, Корякское нагорье (настоящая работа)

Выше было показано, однако, что изменение состава граната в прямой зональности можно объяснить прогрессивными реакциями, обусловленными ростом температуры. Другим аргументом в пользу такого генезиса могут служить ниже рассматриваемые данные по положению прямой зональности в системе метаморфических фаций.

Из материала главы I, сконцентрированного в таблице 28, следует замечательный и хорошо доказанный факт: прямая зональность гранатов не встречается в породах, метаморфизованных выше амфиболитовой фации. Если следовать классификации С.П. Кориковского (1979), то верхним пределом распространения прямого типа по температуре является биотит-мусковит-гнейсовая фация. Температурную границу этой фации с силлиманит (кианит)-биотит-ортоклазовой фацией по диаграмме (рис. 34) можно оценить примерно в 600°C при $P_s > 3$ кбар. В породах более низких фаций — зеленосланцевой и ставролитовой, прямая зональность гранатов распространена исключительно широко. Таким образом, температурный диапазон, в котором образуется прямая зональность гранатов, охватывает интервал в $300\text{--}600^{\circ}\text{C}$, если исходить из фациальной характеристики метаморфических комплексов. Этот интервал температур распространения зональности подтверждается прямыми определениями температур минеральных равновесий по гранат-биотитовому термометру Л.Л. Перчука (1970 г.). Например, в комплексе Новой Зеландии температура, при которой наблюдается прямая зональность, составляет около 300°C (табл. 3), в комплексе Абукума она колеблется в интервале $290\text{--}550^{\circ}\text{C}$ (табл. 4), в комплексе Массачузетса не превосходит 600°C (табл. 23). В становой комплексе Восточной Сибири прямая зональность встречается при температурах $580\text{--}650^{\circ}\text{C}$ (табл. 13), однако цифры $650\text{--}620^{\circ}\text{C}$, вероятно, не точны, так как анализы биотитов произведены на

Рис. 34. Положение прямого типа зональности гранатов на P - T -диаграмме. Поля метаморфических фаций метapelитов (1-7) по С. Кориковскому (1979)

1 - зеленосланцевая; 2 - ставролитовая; 3 - биотит-мусковит-гнейсовая; 4 - тальк-кианитовая; 5 - кианит (силлиманит)-биотит-ортоклазовая; 6 - гиперстен-силлиманитовая; 7 - гранат-кордиерит-ортоклазовая фация метapelитов

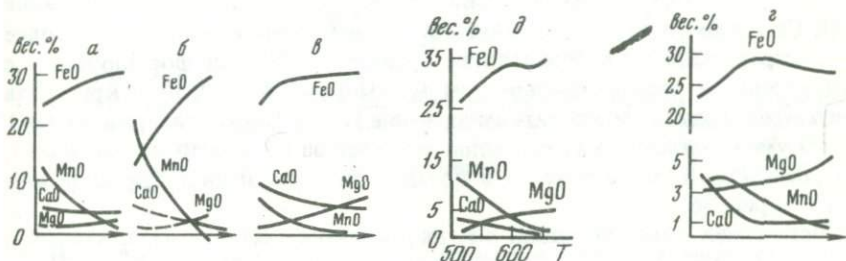
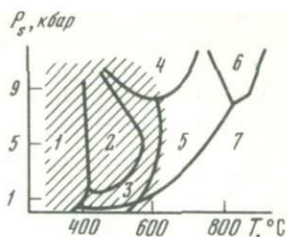


Рис. 35. Зависимость состава граната от степени метаморфизма в метаморфических комплексах

а - Ставангера [57]; верхняя часть фации зеленых сланцев до нижней части амфиболитовой; б - Японии [17], верхняя часть фации зеленых сланцев до амфиболитовой; в - Шотландии [35] - амфиболитовая фация; г - Таймыра [29] - от серицит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев до силлиманит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации; д - Ладужской формации [24], от гранатовой до силлиманит-калиевополевошпатовой зоны (температура определена по термометру Л.Л. Перчука). Стрелка указывает направление интенсификации условий метаморфизма. Во всех примерах составы гранатов получены валовым анализом

микроронде. Приуроченность прямого типа зональности к породам низких и средних фаций метаморфизма (табл. 28), естественно, не случайна и прямо связана с его генезисом, который можно представить следующим образом.

С прогрессивным ростом температуры метаморфизма в породах происходят химические реакции, в результате которых состав граната и других минералов смещается в определенном направлении. При низких температурах метаморфизма времени его не достаточно для гомогенизации гранатов. Другими словами, скорость перемещения внешних граней кристалла, растущих за счет реакций с внешней средой, опережает скорость диффузии компонентов, поступающих из внутренних зон к периферии кристалла или снаружи во внутренние зоны. Так формируется химическая зональность гранатов. С усилением температуры метаморфизма возрастает скорость диффузии компонентов, что приводит к гомогенизации гранатов и исчезновению зональности, сформированной на предыдущих низкотемпературных стадиях метаморфизма. Этим объясняется отсутствие прямой зональности в глубокометаморфизованных комплексах гранулитовой фации. Частую встречаемость прямого типа зональности в низко- и средне-температурных породах можно объяснить следующим образом.

В породах определенного состава смещение составов минералов идет по каким-то близким закономерностям, если типы метаморфизма зада-

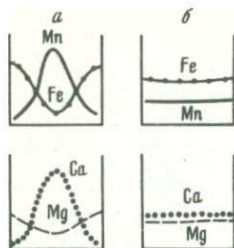


Рис. 36. Эволюция прямого типа зональности от условий низких температур (а) к высоким (б)

ющих такое смещение составов близки. На диаграммах (рис. 35) видно, что действительно в различных метаморфических комплексах, метаморфизованных при низких и средних температурах, в гранатах из метapelитовых пород в связи с ростом температуры уменьшается содержание MnO , CaO и возрастает содержание FeO и MgO . Следовательно, в наиболее распространенном типе зональности гранатов, если он формируется с прогрессивным ростом температуры метаморфизма, от центра кристалла к его краю должно возрастать содержание FeO и MgO , а содержания CaO и MnO уменьшаться в силу смещения его состава по зависимостям рис. 35. Эта возможность и реализуется в прямом типе зональности гранатов, как видно на рис. 36.

Постепенная гомогенизация, т.е. выравнивание состава кристалла или

уменьшение $\frac{\Delta C}{\Delta R} \approx \frac{dc}{dR}$ с увеличением температуры метаморфизма, установ-

лена впервые достаточно определенно в работах Г. Вудворта [94] и Б. Ярдли [96]. Температура, при которой происходит исчезновение зональности и которую можно назвать температурой гомогенизации, в породах комплекса Маунт Рэйли равна $600^{\circ}C$ [94], а в комплексе Коннемара $640^{\circ}C$ [96]. Этот диапазон температур $600-640^{\circ}C$ близок к температуре исчезновения зональности, выведенной ранее на основе анализа распространенности зональности в определенных фациях метаморфизма и которую можно сопоставить с температурой гомогенизации.

Подводя итоги вышесказанному, можно заключить, что прямая зональность гранатов имеет прогрессивный генезис, встречается в температурном интервале $300-650^{\circ}C$, а при более высоких температурах она исчезает, вследствие возрастания скорости диффузии компонентов. Предполагаемая эволюция прямой зональности гранатов с ростом температуры показана на рис. 36.

ОБРАТНЫЙ ТИП ЗОНАЛЬНОСТИ

Эта зональность гранатов встречается в амфиболитовой и гранулитовой фациях метаморфизма. Широкая распространенность обратной зональности начинается примерно с температуры $600-700^{\circ}C$ (хотя она встречается и при более низких температурах), где прямая зональность практически уже отсутствует. Таким образом, существует различие между прямым и обратным типами по диапазону температур образования.

В зарубежной литературе под обратной зональностью обычно понимается зональность с возрастанием MnO от центра кристалла к периферии и генезис ее рассматривается в свете трех гипотез: неравновесной кристаллизации [65, 40], полиметаморфизма [52, 64] и ретроградного метаморфизма [58 и др.].

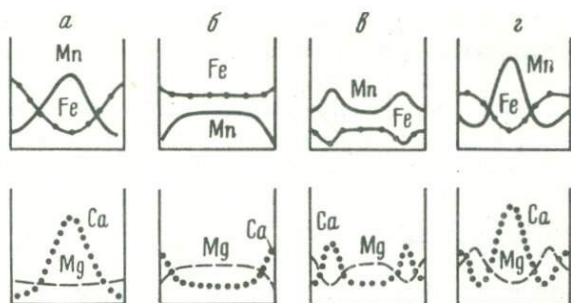


Рис. 37. Сложная зональность гранатов

Тривиальные типы: *a* – прогрессивная тривиальная зональность, с возрастанием железистости от центров кристаллов к периферии; *б* – регрессивная тривиальная зональность, с одновременным падением Mn, Mg в краевых частях кристаллов

Нетривиальные типы: *в* – "полиметаморфическая", *г* – "ретроградная" нетривиальные зональности (объяснение в тексте)

Не останавливаясь подробно на физико-химических моделях неравновесной кристаллизации, заметим, что они предполагают наличие градиентов концентраций MnO в хлоритах, биотитах или других минералах, за счет которых растет гранат. Однако трудно ожидать химическую зональность в этих минералах при температурах выше 500–600°, так как она в них достоверно не установлена даже при более низких температурах. Отсюда видно, что обратную зональность гранатов, по крайней мере при достаточно высоких температурах, надо связывать либо с вторым прогрессивным метаморфизмом с более низкой температурой относительно первого, либо с ретроградной стадией метаморфизма, следующей непосредственно за прогрессивным этапом.

Необходимо подчеркнуть существующее отличие между прямой и обратной зональностью в отношении протекания самих зонообразующих реакций. Как указывалось выше (рис. 11, 20), в обратной зональности величина dC_i/dr для всех компонентов от периферии кристалла к центру постепенно уменьшается. Из первого закона Фика (см. гл. III) следует, что в таком случае интенсивность потоков компонентов на периферии кристалла выше, чем внутри. Отсюда видно, что реакции, формирующие обратную зональность, начинаются или резко проявляются по периферии кристаллов и лишь затем охватывают внутренние зоны. В прямой зональности такой этапности развития реакций не наблюдается, так как здесь интенсивность потоков MnO и часто CaO уменьшается к периферии кристаллов. Это обстоятельство указывает на разные механизмы образования прямой и обратной зональности. Образование последней представляется следующим образом.

После образования химически незонального кристалла граната при температуре чаще всего выше 600–650°C, создаются условия для производства реакций, вызывающих растворение или перекристаллизацию вначале внешних зон кристаллов граната. Эти реакции, как правило, совершаются при более низких температурах сравнительно с температурами образования внутренних незональных ядер. Регрессивный в целом генезис обратной зональности хорошо обоснован и следует из геологических

данных (см. гл. I), термодинамических расчетов (табл. 24, 27) и подтверждается определениями температур по гранат-биотитовому термометру (табл. 18, 19, 23). Отличие полиметаморфической обратной зональности от образовавшейся в регрессивную стадию прогрессивного метаморфизма представляет, однако, большие трудности и не всегда может быть произведено.

СЛОЖНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Среди сложной зональности можно выделить тривиальный и нетривиальный виды. Под тривиальной зональностью понимается зональность с изменениями состава, отличающаяся от прямой и обратной, но совпадающая с ними по изменению градиентов концентраций компонентов (рис. 37а, б).

В нетривиальной сложной зональности происходит изменение знака градиента какого-нибудь компонента, т.е. возрастание содержания от центра кристалла к периферии должно сменяться убыванием его или наоборот (рис. 37В, з).

Не вдаваясь в детальное обсуждение тривиальной сложной зональности, заметим, что генезис ее должен быть вообще сходен с генезисом соответственно прямой или обратной зональности. Так, выше указывалось, что в определенных прогрессивных реакциях железистость граната в отличие от широкораспространенного случая прямой зональности может возрастать. Вместе с тем изменение градиентов концентраций компонентов должно отвечать в таких случаях прямому типу (рис. 37, а), что и приводит к образованию тривиальной сложной зональности. С другой стороны, образование обратной зональности может сопровождаться явлениями метасоматоза. Например, вынос MnO в растворы и понижение температуры должно привести к образованию зональности, показанной на рис. 37, в. Могут быть и другие варианты образования тривиальной сложной зональности.

Остановимся подробнее на генезисе нетривиальной сложной зональности (рис. 37, в, з), образование которой можно объяснить по меньшей мере тремя гипотезами — полиметаморфической (1), метасоматической (2) и монометаморфической (3).

Первая гипотеза предполагает резкую смену физических условий метаморфизма (T , P_s). Породы, ранее метаморфизованные при высоких T , P_s параметрах ($T > 650^\circ C$), могут быть повторно и прогрессивно метаморфизованы в условиях низких температур ($T < 650^\circ C$). В этом случае могут образоваться гранаты, где ядра будут иметь "высокотемпературную" зональность, а краевые зоны — "низкотемпературную", например прямую зональность (рис. 37, в).

Условия амфиболитовой фации метаморфизма ($T = 500-550^\circ C$) могут вследствие простого постепенного исчезновения теплового потока смениться условиями зеленосланцевой фации. В этом случае на кристаллах граната с прямой зональностью может вырасти краевая маломощная зона, изменение состава в которой должно отвечать обратному типу (рис. 37, з).

Вторая гипотеза предполагает приток флюида определенного состава и изменение состава граната вследствие реакции флюида с минералом.

Т а б л и ц а 29

Магнезиальность гранатов и гиперстенов и оценки давления по гранат-гиперстеновому барометру [26] в гнейсах охотского комплекса

Параметр	73-В	10-В	138
X_{Gr}^{Mg}	0,224	0,178	0,207
X_{Hyp}^{Mg}	0,402	0,364	0,340
$lg K_D^{Fe-Mg}$	-0,367	-0,421	-0,294
$T, ^\circ C$	740(?)	660	670
$P_s, \text{кбар}$	9	10	> 10

прогрессивного этапа метаморфизма. Наложение второй, более низкотемпературной стадии метаморфизма затрудняет применение минералогических термо-барометров для определения T - P параметров охотского метаморфизма. Между тем зональность гранатов позволяет с каким-то приближением решить вопрос о температурах I и II этапов метаморфизма. Очевидно, температура I этапа метаморфизма была не меньше $740^\circ C$, как это видно из данных табл. 20, если пренебречь возможными метасоматическими изменениями пород в последующие этапы метаморфизма. Также по-видимому, ясно, что повышенные температуры ($> 700^\circ C$), выводимые по валовым анализам (табл. 20), необходимо связывать с I этапом метаморфизма.

Нами [3], так же как и ранее Г.А. Гринбергом (1968), охотский метаморфический комплекс параллелизовался с одним из наиболее глубинных комплексов Южного Алдана — сутамским. Основанием этому послужили находки распавшихся гиперстен-силлиманитовых парагенезисов и реликтовых магнезиальных гранатов, достигающих значения $X_{Cr}^{Mg} = 0,47$ [3]. Давление I этапа метаморфизма, судя по всему, было не менее 10 кбар. Определение давления P_s по гранат-гиперстеновому барометру Л.Л. Перчука (1976) при температурах II этапа метаморфизма дает величину около 10 кбар (табл. 29). Этот вывод противоречит широкой устойчивости силлиманита, установленной в охотских гнейсах при температурах 600 – $700^\circ C$. Возможно, что барометр Л.Л. Перчука (1976 г.) завышает оценку давления и давление II этапа на самом деле составляет 6–8 кбар. Генезис II этапа охотского метаморфизма остается до сих пор неясным. Не исключено, что повышенные P_{H_2O} , сравнительно низкие температуры (600 – $700^\circ C$) и высокие давления этого этапа можно связать со "становым" верхнеархейским метаморфизмом. Охотские гранулиты, с этой точки зрения, представляют фундамент, на котором закладывалась "становая" геосинклиналь. Менее вероятной, но возможной, представляется связь II этапа охотского метаморфизма с регрессивной стадией раннего нижнеархейского метаморфизма. В этом случае возникает проблема воды, необходимой для амфиболитизации основных пород.

Режим станового метаморфизма

Как указывалось выше, в становом метаморфическом комплексе установлены прямая, обратная и сложная зональность, причем прямой тип на самой периферии зерен осложняется обратной зональностью (рис. 10,а). Прямая и сложная зональность установлены в породах, непосредственно переслаивающихся в одном обнажении в бассейне нижнего течения р. Гиллой и в зоне температур ставролитовой фации. Обратная зональность гранатов наблюдается на той территории станового комплекса, где температура метаморфизма была больше 600°C . Непосредственную ассоциацию прямой и сложной зональности мы объясняем следующим образом.

Прежде всего очевидно, что сложнопостроенные кристаллы состоят из ядер с "высокотемпературной" обратной зональностью и оболочек, обладающих прямой зональностью. Кроме того, наблюдениями в шлифах устанавливаем, что зональность скорее полиметаморфического происхождения; монометаморфическую гипотезу принять нельзя вследствие "пелитового" химизма породы (табл. 30) и отсутствия в ней других кальцийсодержащих минералов, кроме плагиоклаза и граната, распадом которых можно было бы объяснить скачок в содержании СаО (рис. 12); метасоматическая гипотеза отпадает вследствие обычного, нормального размера зерен минералов (1–2 мм) и гранобластовой структуры породы. По табл. 27 определяем, что ядра гранатов росли при более высоких температурах, чем периферия. Особенно замечателен в этом плане резкий скачок по железистости и известковистости (табл. 11). Далее заключаем, что поскольку концентрации компонентов в оболочках сложнопостроенных гранатов близки к таковым центра кристаллов с прямой зональностью (табл. 11, обр. г-55-г, г-55-ж), то, видимо, рост гранатов с прямой зональностью осуществлялся в момент формирования оболочек сложнопостроенных гранатов и, следовательно, позже образования ядер последних. Это важный вывод, и надо заметить, что ошибок в наблюдениях и химических анализах быть не может, так как по описываемому примеру проводились самые детальнейшие исследования. Следовательно, приходится думать, что до прогрессивного станового метаморфизма ставролитовой фации существовал какой-то довольно высокотемпературный метаморфизм ($T \geq 600^{\circ}\text{C}$), обусловивший рост гранатов только в каких-то особых породах. Затем T , P_s условия сменились таким образом, что гранаты стали возникать и в других породах, что при более низкой температуре этой стадии надо объяснять только возрастанием литостатического давления. Если бы давление на второй стадии было ниже, чем на первой, то тогда трудно объяснить расширение поля устойчивости граната на второй стадии метаморфизма — кристаллизацию его в более разнообразных по химическому составу породах. Последний вывод доказывается тем, что прямую зональность (без "высокотемпературных ядер") мы наблюдали здесь практически во всех тех породах, где есть гранаты, включая амфиболиты. Это обстоятельство, а также довольно высокая железистость ($X_{Gr}^{Fe} = 78\%$) ядер "высокотемпературных" гранатов и их исключительно редкая встречаемость (один случай) служат аргументами против отождествления метаморфизма I стадии с региональным метаморфизмом гра-

Т а б л и ц а 30

Химический состав пород станového комплекса, переслаивающихся в одном обнажении и содержащих гранаты с разными типами зональности

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Г-55-Г	62,90	0,91	16,24	4,12	4,58	0,02	1,95
Г-55-Ж	51,00	0,85	18,50	1,36	10,79	0,16	6,89
Г-55-Д	63,60	0,64	14,60	0,16	9,02	0,14	3,29
Г-55-В	51,30	0,55	15,25	3,89	9,16	0,14	7,88

Т а б л и ц а 30 (окончание)

Образец	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	Сумма	Зональность гранатов
Г-55-Г	3,23	1,65	2,86	0,10	1,00		Сложная, нетривальная
Г-55-Ж	3,34	3,20	1,51	0,26	1,97		Прямая
Г-55-Д	2,89	2,13	1,79	0,10	0,99		"
Г-55-В	9,44	0,64	1,62	0,12	0,40		"

Примечание. Парагенезисы обр. г-55-г, г-55-ж, г-55-д в табл., обр. г-55-в — гранатовый амфиболит. Обращает внимание в породе обр. г-55-г ее высокая железистость ($Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn + Mg$)/Mg и натровость (Na)/(Ca + Na), сравнительно с другими породами. Химик-аналитик С.П. Баталова.

нулитовой фации и предполагает следующую последовательность метаморфических событий.

Вначале в станovém комплексе проявился локальный высокотемпературный метаморфизм ($T \geq 600^\circ C$), вероятно низкого давления, возможно связанный с внедрением базитов и сформировавший в специфических породах кристаллы граната. Затем наступила эпоха собственно станového регионального прогрессивного метаморфизма средних температур ($T = 550-650^\circ C$) и повышенных давлений $P_s = 7$ кбар [23]. В бассейне нижнего течения р. Гиллой условия его по температуре не превышали $600^\circ C$, следствием чего явилось формирование минеральных парагенезисов ставролитовой фации, рост оболочек граната с прямой зональностью на ранних редковстречающихся высокотемпературных ядрах и появление новых кристаллов граната с прямой зональностью в различных по составу породах.

Одновременно с метаморфизмом этого района, но при более высоких температурах, превышающих $600^\circ C$, были метаморфизованы породы остальной части станového комплекса. При температурах выше $600^\circ C$ времени метаморфизма достаточно для гомогенизации гранатов, в связи с чем в более высокотемпературных районах Становика были образованы незональные гранаты. Затем прогрессивный этап станového метаморфизма сменился регрессивной фазой. Следствием этого явилось формиро-

вание обратной зональности гранатов, которая в высокотемпературных блоках проявилась по периферии гомогенных, незональных кристаллов, а в низкотемпературной зоне бассейна нижнего течения р. Гиллой — по периферии прогрессивно зональных кристаллов. Вследствие того что максимальные температуры в этом районе были ниже, то и регрессивная фаза метаморфизма здесь развивалась с более низких температур, чем в других районах Становика. Отсюда следует, что обратная зональность гранатов, в силу известной зависимости скорости реакций от температуры, должна здесь проявиться в меньшей степени, сравнительно с гранатами из более высокотемпературных районов, что и наблюдается в действительности.

Таким образом, рисуется сложная трехэтапная история станового метаморфизма.

ДРУГИЕ СЛЕДСТВИЯ ИЗУЧЕНИЯ ЗОНАЛЬНОСТИ ГРАНАТОВ

Фактический материал, приведенный в главе I, свидетельствует о том, что химическая зональность гранатов в низко- и среднетемпературных метаморфических породах ($T \leq 600^\circ\text{C}$) общая и широко распространенная особенность строения кристаллов, а не просто исключение из правила химической гомогенности минералов метаморфических пород. Этот вывод имеет отношение к анализу минеральных парагенезисов низко- и среднетемпературных гранатосодержащих пород: очевидно, что равновесные соотношения составов минералов в таких ассоциациях можно получить только на основе микрозондирования сосуществующих минералов. Другой вывод касается применения правила фаз Гиббса—Коржинского к таким парагенезисам: например, легко представить случай исчезновения какого-нибудь минерала из ассоциации вследствие выравнивания состава граната и, следовательно, простой подсчет числа минеральных фаз и числа компонентов еще не дает оснований для определения вариантности системы.

Установление обратной зональности гранатов в высокотемпературных метаморфических комплексах гранулитовой фации доказывает их регрессивную эволюцию на завершающих стадиях процесса метаморфизма и предполагает последовательное перераспределение железомagneзиальных компонентов между минералами, обусловленное понижением температуры метаморфизма. Возможно, последнее больше относится к равновесиям граната с водными минералами (биотитом, амфиболом) и не касается равновесий его с пироксенами. Во всяком случае сейчас ясно, что совершенно необязательно связывать низкие температуры минеральных равновесий с небольшой температурой максимума условий метаморфизма.

Установленные закономерности по эволюции и генезису прямой зональности гранатов дают новые петрологические критерии в различении метаморфических комплексов, сформированных в разных T , P , условиях или отличающихся направленностью и историей метаморфизма. Однако здесь необходима определенная осторожность, так как исчезновение прямой зональности и появление обратной можно объяснить просто различными температурами метаморфизма в рамках одного тектонического цикла. Примером могут быть вышеописанные комплексы Абукума, разделение которых авторы [64] провели по разным типам зональности гранатов.

В настоящее время ясно, что основательный фактический материал этих авторов доказывает вполне однозначно только различный температурный режим двух областей, а не разную их тектоническую историю.

Нетривиальная сложная зональность гранатов представляет особые трудности в изучении и интерпретации, хотя и дает наиболее ценную информацию. Трудности связаны не только с возможностью образования ее совершенно разными способами, но и с тем, что установление в одних комплексах прямой зональности, а в других сложной, построенной по типу, например, рис. 12, еще не совсем доказывает более простую историю первых комплексов. Различия в химическом составе пород — окислительном потенциале, железистости, основности, марганцевистости — могут оказаться решающими в образовании внутренних ядер, что и может привести к отсутствию их в гранатах с простой зональностью. Доказательством тому является установленный и вышеописанный факт переслаивания в одном обнажении пород, содержащих гранаты с прямой и нетривиальной сложной зональностью.

За отдельными исключениями, обычными петрографическими, оптическими и химическими методами зональность гранатов обнаружить невозможно. Как правило, в ассоциациях с зональными гранатами не наблюдается признаков неравновесности — реакционных структур, каемок и симплектитовых сростаний. Иногда химически зональные гранаты оптически неоднородны, что выражается в расположении различных включений внутри кристаллов, но чаще парагенезисы с такими гранатами в петрографическом смысле слова совершенно равновесные. Отсюда видна необходимость применения микроанализаторов в петрологических работах, так как без этого трудно представить качественное исследование.

Глава III

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОНАЛЬНЫХ ГРАНАТОВ

Выбор и анализ специфических моделей, описывающих зональное распределение компонентов в кристаллах граната, необходим для понимания механики их роста и корректного решения проблемы длительности метаморфизма. В настоящее время известно два типа таких моделей: фракционный (1) и диффузионный (2). Первый тип моделей предполагает отсутствие заметной диффузии внутри кристалла, тогда как второй допускает диффузионное перемещение компонентов в кристалле. Обратимся к рассмотрению этих моделей и попытаемся найти критерии отличия их друг от друга.

ФРАКЦИОННЫЕ МОДЕЛИ

Как было показано выше, в широко распространенной прямой зональности гранатов концентрация MnO уменьшается от центра кристалла к периферии. Л. Холлистер [63] предложил объяснить такое уменьшение концентрации MnO в последовательно нарастающих зонах граната кристаллизацией его по так называемой модели Рэлея. Эта модель впоследствии была

несколько модифицирована М.Атертоном [35] и неоднократно применялась для объяснения зональности граната по MnO и другим компонентам.

Рассмотрим эту модель подробнее — ее математический вывод, физическую основу и следствия. Математический вывод проведен в основном по Л.Холлистеру [63] с небольшими добавлениями автора настоящей монографии.

Введем следующие обозначения:

C_j^i — концентрация элемента в краевой зоне минерала (мгновенная концентрация);

C_c^i — концентрация элемента в системе, окружающей минерал;

C_0^i — концентрация элемента в системе до кристаллизации минерала;

M_0^i — общая масса элемента в системе;

M_0 — масса всей системы;

m_j — масса минерала;

m_j^i — масса элемента в минерале;

m_c^i — масса элемента в системе без входящего минерала;

m_c — масса системы без массы минерала;

λ — фракционный фактор $\frac{C_j^i}{C_c^i}$;

d — весовое количество минерала в системе $\frac{m_j}{M_0}$.

Если система закрыта, то в процессе кристаллизации граната всегда будут соблюдаться очевидные равенства:

1) $m_c^i + m_j^i = M_0^i$ — уравнение сохранения массы элемента в системе;

2) $m_j + m_c = M_0$ — уравнение сохранения всей массы.

Дифференцируя 1) и 2), имеем

$$dm_c^i = -dm_j^i \quad (1) \quad \text{и} \quad dm_j = -dm_c.$$

Разделив 1) на 2), получаем:

$$\frac{dm_j^i}{dm_j} = \frac{dm_c^i}{dm_c} \quad \text{или} \quad C_j^i = \frac{dm_c^i}{dm_c}.$$

Так как, с другой стороны, $\lambda = \frac{C_j^i}{C_c^i}$, то имеем простое дифференциальное уравнение:

$$\lambda C_c^i = \frac{dm_c^i}{dm_c},$$

которое перепишем так: $\lambda \frac{m_c^i}{m_c} = \frac{dm_c^i}{dm_c}$.

Разделяя переменные, получим:

$$\lambda \frac{dm_c}{m_c} = \frac{dm_c^i}{m_c^i},$$

интегрируя это выражение при $\lambda = \text{const}$, получаем:

$$\lambda \ln m_c + C_1 = \ln m_c^i + C_2. \quad (9)$$

Из начальных условий следует, что когда $m_c = M_0$, то $m_c^i = M_0^i$, что дает возможность определить константы уравнения (9) $C_1 - C_2 = \ln M_0^i - \lambda \ln M_0$.

При подстановке в (9) это дает $\lambda \ln \frac{m_c}{M_0} = \ln \frac{m_c}{M_0^i}$ или $\lambda \ln \frac{m_c}{M_0} = \ln \frac{C_0^i}{C_0} \frac{m_c}{M_0}$, эт-

куда $\ln \frac{C_0^i}{C_0} = (\lambda - 1) \ln \frac{m_c}{M_0}$.

Так как $C_j^i = \lambda C_c^i$, а $m_c = M_0 - m_j$, то получает окончательное уравнение

$$C_j^i = C_0^i \lambda (1 - g)^{-1}. \quad (10)$$

Чтобы применить уравнение (10) к анализу распределения компонентов в кристаллах граната, необходимо знать g , которое вычисляется по формуле:

$$g = \frac{4\pi r^3 p_1}{3p_2} n,$$

где n — число зерен в 1 см^3 системы, p_2 — уд. вес системы, p_1 — уд. вес кристаллизующегося минерала, r — радиус зерна. Таким образом, уравнение (10) дает соотношение между радиусом зерна и концентрацией элемента в краевой зоне минерала. Предполагая известными C_0^i , n , p_1 , p_2 и λ (последний параметр вычисляется из условия $r = 0$ для известной концентрации элемента в центре кристалла), по уравнению (10) можно рассчитать зональный профиль минерала. Уравнение (10) можно применить и для рассмотрения зональности других минералов, например плагиоклаза. В этом случае, очевидно, кристалл надо представлять в виде параллелепипеда с размерами h, l, S (высота, длина, ширина). Выразив затем два параметра, например h, S , с помощью коэффициентов через длину l (т.е. $h = k_1 l, S = k_2 l$, где k_1, k_2 — коэффициенты пропорциональности), получаем формулу для расчета $g = \frac{k_1 k_2 l^3 p_1}{p_2 \lambda_1} n$. Задавая затем значения l , при известных C_0^i .

n, p_1, p_2, K_1, K_2 , получаем для каждого l величину концентрации компонента.

Расчеты по уравнению (10) показаны на рис. 38, 39. Как видно из графиков (рис. 38, 40), с ростом n профиль распределения компонента становится более крутым, а с уменьшением λ он выполаживается. М. Атертон [35] использовал эти особенности уравнения (10), когда предложил свою, так называемую сегрегационную модель. В этой модели коэффициент λ с ростом температуры закономерно уменьшается, но в каждой температурной зоне он остается постоянным. Это дало возможность М. Атертону [35] объяснить постепенное выравнивание профилей распределения MnO, происходящее с ростом температуры. Однако эта "сегрегационная" модель М. Атертона фактически ничем не отличается от вышеописанной модели фракционирования. Перейдем к анализу этих моделей.

Прежде всего подчеркиваем, что в уравнении (10) фактор времени отсутствует. Это означает, что сформированные зональные профили (обра-

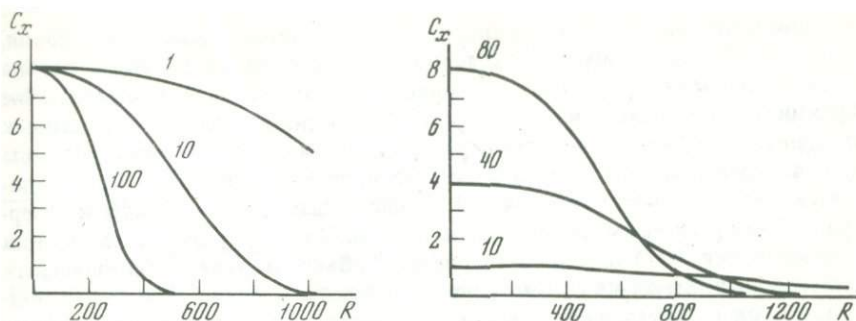


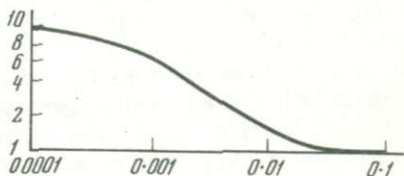
Рис. 38. Влияние числа зерен минерала в единице объема породы (цифры над кривыми) на вид кривой распределения по модели Рэлея

Здесь и на рис. 39 C_x — концентрация компонента в вес. %, R — радиус зерна

Рис. 39 Влияние фракционного фактора (цифры над кривыми) на вид кривой распределения компонента по модели Рэлея

Рис. 40. Зависимость эффективного коэффициента распределения от скорости роста кристалла

Ось — абсцисс — скорость роста в см/сек, ось ординат — величина эффективного коэффициента распределения, [52]



зом которых служат кривые на рис. 38, 39) с течением времени не изменяются, если внешние условия сохраняются неизменными. Отсюда и из хода вывода уравнения (10) следует, что физическими предпосылками модели Рэлея служат следующие заключения:

- 1) диффузия вещества в кристалле отсутствует, а в окружающей среде совершается мгновенно;
- 2) химическое равновесие в процессе кристаллизации осуществляется между краевыми зонами минерала и окружающей средой;
- 3) величина фракционного фактора λ , определяемого температурой кристаллизации, постоянна.

Таким образом, если зональный профиль минерала описывается моделью Рэлея, то необходимо делать заключение о выполнении этих трех посылок в ходе кристаллизации минерала.

Доказательством кристаллизации минерала по модели Рэлея может служить сравнение величины n — числа зерен минерала в 1 см^3 породы, выводимое из расчета по уравнению (10) с действительно наблюдаемой величиной. Произвольно подбирая n при известных C_0^i, p_1, p_2 и λ (замечание об определении λ приводилось выше), по формуле (10) можно получить согласие расчетного профиля распределения концентрации компонента с наблюдаемым. Определив затем n простым подсчетом количества минерала в шлифах и сравнив его с вычисленной величиной, можно судить о возможности кристаллизации минерала по модели Рэлея. Расхождение между расчетным и наблюдаемым количеством n свидетельствует о невыполнении, по крайней мере, одной из трех вышеуказанных посылок в ходе кристал-

лизации минерала. Если установлено, что нарушаются первые два условия, то модель Рэлея неприменима в принципе, так как невыполнены условия вывода уравнения (10). Если же нарушено третье условие, то применение фракционной модели роста будет вполне законным, но при переменных значениях λ , определяемых температурой или составом системы. Из хода вывода уравнения (10) было ясно, что система, из которой кристаллизуется гранат, условно разделяется на две подсистемы — граната и резервуара. Выбор системы неоднозначен. Л. Холлистер [63] при рассмотрении распределения MnO ограничивал систему объемом железомagneзиальных минералов, включая из рассмотрения плагиоклаз и кварц. При таком подходе довольно значительно завышается число зерен минерала в единице объема системы. Вместе с тем концентрацию MnO в гранате он определял с учетом Al_2O_3 , SiO_2 в гранате. Таким образом, по Л. Холлистеру, получается, что Al_2O_3 и SiO_2 поступают в гранат только из железомagneзиальных минералов, чего, безусловно, не может быть. Например, в центральных зонах гранатов часто обнаруживаются включения кварца и/или плагиоклаза. Это свидетельствует о небольших величинах коэффициентов диффузии Al_2O_3 и SiO_2 сравнительно с FeO, MnO, что приводит к образованию зародышей граната в участках с высоким потенциалом наиболее мало подвижных компонентов и, естественно, их постепенному поглощению в процессе роста кристалла граната. М. Атертон [35] поступал последовательнее, рассматривая в качестве системы все минералы. Вместе с тем и М. Атертон и, как ни странно, Л. Холлистер получили хорошее согласие расчетных количеств n с наблюдаемыми в породах (см. табл. 31, где приведены данные [35]).

Эти данные М. Атертона (1968 г.) представляют довольно сильный, но не окончательный аргумент в пользу кристаллизации гранатов Шотландии по модели фракционирования. Ведь история гнейсов Шотландии сложна (см. гл. I), гранаты в них обладают самыми различными типами зональности, и, видимо, М. Атертон (1968 г.) целенаправленно отобрал образцы, в которых (и только в них) осуществлялся рост гранатов по модели Рэлея. Поэтому если отдельные кристаллы гранатов Шотландии и росли по модели фракционирования, то остается совершенно неясным, насколько этот механизм роста работает в других условиях. Заметим, что многочисленные другие авторы, заявляющие о росте гранатов по модели Рэлея, основываются только на форме кривой распределения MnO по профилю сканирования ("колоколообразная или гауссовская"), что является неправильным. Как будет показано ниже, именно фракционные кривые М. Атертона можно объяснить чисто диффузионным механизмом роста, поэтому только близость расчетного и наблюдаемого количества n может свидетельствовать о выполнении принципов фракционных моделей.

Вместе с тем если все-таки удастся объяснить рост кристаллов моделью Рэлея, то необходимо делать вывод об отсутствии диффузии MnO в кристаллах граната, изотермическом их росте в условиях стационарного теплового потока и невозможности оценки длительности метаморфизма по зональности гранатов.

Очевидно, что метаморфизм пород совершается не за одну тысячу лет. Поскольку прямой тип зональности с прогрессивным падением MnO от центра кристаллов к периферии наблюдается во всех комплексах до тем-

Сопоставление рассчитанного по формуле (10) количества n с наблюдаемым в породах Шотландии

Образец	n наблюдаемое	n вычисленное	Образец	n наблюдаемое	n вычисленное
5	5	6	13	12	15
2	15	15	7	1	1,5

температуры $\approx 600-650^\circ\text{C}$, то кажется крайне маловероятным, чтобы распределение компонентов в большинстве этих случаев удалось описывать моделями, не принимающими в расчет диффузионное перемещение частиц внутри кристалла. Фракционная модель роста, с другой стороны, вполне вероятна при быстрой (практически мгновенной) кристаллизации зерен с последующей закалкой, что, безусловно, исключает диффузию вещества. Этой моделью, например, хорошо описывается распределение компонентов между твердой фазой и расплавом в процессах зонной плавки и направленной кристаллизации [17, 10 и др.].

Существуют и другие соображения, предполагающие маловероятность кристаллизации гранатов по фракционной модели. Так, дифференцированием уравнения (10) по g получаем:

$$dC^i \frac{dC_j^i}{dg} = -\lambda C_0^i (\lambda - 1) (1 - g)^{\lambda - 2},$$

откуда видно, что с увеличением радиуса зерна (или весовой доли) концентрация элемента в последовательно нарастающих зонах минерала должна падать $\left(\frac{dC_j^i}{dg} < 0\right)$, если $\lambda > 1$, и возрастать $\left(\frac{dC_j^i}{dg} > 0\right)$ при $\lambda < 1$. Известно, что фракционный фактор λ по MnO между гранатом и другими минералами на порядок больше 1 [74], а по TiO₂ он меньше, если брать в расчет обычные железомagneзиальные минералы. Поэтому в кристаллах граната, растущих по модели фракционирования, концентрация MnO от центра зерен к периферии должна уменьшаться, а TiO₂ возрастать. В гранатах станového комплекса, температура образования которых составляла 500–550°C, мы наблюдали отчетливое уменьшение концентрации TiO₂, вместе с уменьшением концентрации MnO (табл. 32 и рис. 13), что вступает в противоречие с фракционной моделью.

Другое соображение касается роста концентрации MnO к краям кристаллов граната в процессе их ретроградной хлоритизации [79, 42]. В этом случае очевидно, что диффузия MnO в гранат происходит, причем при низких температурах диафореза гранатов. Отсюда вытекает другое противоречие, состоящее в том, что по фракционной модели диффузия MnO внутри кристалла должна отсутствовать, а между тем фактически она существует. Чтобы обойти эти затруднения, привлекаются объяснения нестабильности структуры граната впереди его фронта растворения и повышения окислительного потенциала в процессе диафореза, что должно, как полагают, резко изменить диффузионные способности MnO в среде граната.

Фракционный фактор по TiO_2 и содержание TiO_2 в породах и зональных гранатах станového метаморфического комплекса

Образец	Содержание TiO_2 в гранатах			Содержание титана в породах	Фракционный фактор λ
	центр	промежуточная зона	край		
Г-55-ж	0,040	0,016	0,006	0,85	0,05
г-52-г	0,110	—	0,016	0,85	0,13

Интересно отметить, что делались попытки объяснить возрастание концентрации MnO с увеличением радиуса кристалла граната в рамках фракционной модели (при $\lambda > 1$) постепенным падением скорости роста кристалла при его неравновесной кристаллизации [52]. Так как этим же механизмом роста можно объяснить упоминавшееся выше противоречие с поведением TiO_2 , то на рассмотрении его надо остановиться подробнее.

Выше отмечалось, что уравнение (10) полностью справедливо при условии совершенной диффузии компонентов в матрице, окружающей кристалл. Если же скорость диффузии компонентов в матрице относительно роста кристалла невелика, то перед фронтом кристаллизации (поверхности, ограничивающей кристалл от матрицы) будут возникать концентрационные аномалии. В случае, если $\lambda > 1$, то перед фронтом кристаллизации может образоваться концентрационное разрежение. Наоборот, если $\lambda < 1$, то перед фронтом кристаллизации может образоваться концентрационное уплотнение. В этом случае для получения количественной характеристики процесса пользуются уже эффективным коэффициентом K^* , отличающимся от равновесного коэффициента λ [52].

При прочих постоянных условиях кристаллизации, эффективный коэффициент K^* зависит только от скорости кристаллизации твердой фазы [17]. Под скоростью кристаллизации понимается скорость (S) перемещения фронта кристаллизации. Многочисленные экспериментальные данные позволяют сформулировать правило зависимости K^* от S : эффективный коэффициент распределения увеличивается с ростом S , если он меньше единицы, и уменьшается, если он больше единицы [17 и др.]. Уменьшение коэффициента K^* с увеличением скорости роста кристалла показано на рис. 40. При очень большой скорости роста в начальной стадии кристаллизации коэффициент K^* близок к единице (рис. 40). Если при этом величина g будет мала (или $g \rightarrow 0$), то, как видно из уравнения (10), концентрация MnO в гранате будет примерно равна C_0^i . С падением скорости роста коэффициент K^* будет расти, приближаясь к величине равновесного коэффициента распределения λ . Концентрация MnO в гранате при этом будет возрастать с ростом радиуса кристалла, приближаясь к величине λC_0^i , если по-прежнему считать величину g близкой к нулю. В этом и состоит суть объяснения феномена повышения концентрации MnO к краям кристалла, предложенное Эдмундсом и Атертоном [52]. Это, на первый взгляд, логичное и простое объяснение, в котором не требуется предположения о диффузии MnO в среде граната, между тем нельзя принять и по очень простой причине. По нашему мнению, в таком объяснении не принята в расчет величина g —

весовая доля кристаллизующегося минерала. Эту величину нельзя считать близкой к нулю в предложенной Эдмондсом и Атертоном модели. Величина g имеет смысл, когда определена величина резервуара, из которого происходит кристаллизация граната. В случае обычной фракционной модели проблемы выбора резервуара не возникает, так как принимается предположение о совершенной диффузии компонентов в матрице. В случае же неравновесной кристаллизации эта проблема уже существует, и очевидно, что в качестве резервуара надо брать зону концентрационного разрежения (уплотнения). А мощность этой зоны, как показывают эксперименты [17 и др.], мала и измеряется в долях сантиметра. А отсюда следует, что величина g , даже при небольших по мощности, краевых зон граната, где концентрация MnO возрастает, должна быть больше нуля и постоянно расти с увеличением эффективного коэффициента концентрации. А это должно приводить по-прежнему к уменьшению концентрации MnO с ростом радиуса кристалла. Отсюда видно, что модель постепенного снижения скорости роста кристалла, предложенная Эдмондсом и Атертоном [52], не способна объяснить увеличение концентрации MnO или уменьшение концентрации TiO_2 к краям кристалла.

Аномальное относительно закономерностей фракционных моделей поведение TiO_2 в растущих гранатах метаморфических пород можно объяснить еще тем, что, несмотря на более высокую общую концентрацию TiO_2 в породе, сравнительно с гранатом (что и приводит к величине $\lambda < 1$), в зоне, непосредственно окружающей гранат, концентрация TiO_2 все-таки меньше, чем в самом кристалле. Это приведет к величине $\lambda > 1$ и падению TiO_2 от центра зерна к периферии, что и наблюдается в действительности (табл. 32). Однако в этом случае гранат должен быть окружен реакционной каймой, состоящей из лейкократовых минералов, так как только в них содержание TiO_2 меньше, чем в гранате. Таких кайм вокруг исследованных гранатов с прямой зональностью при просмотре шлифов обнаружено не было.

Следовательно, одновременное уменьшение TiO_2 и MnO к краям растущих гранатов и, напротив, возрастание MnO к периферии растворяющихся гранатов невозможно объяснить в рамках фракционных моделей. Альтернативой моделям фракционирования являются диффузионные модели, к рассмотрению которых и перейдем.

ДИФфуЗИОННЫЕ МОДЕЛИ

Как уже упоминалось выше, доказательством диффузионного перемещения частиц в кристаллах минерала является повышение концентрации компонента от центра кристалла к краям, если $\lambda > 1$ или, наоборот, понижение концентрации компонента в том же направлении, если $\lambda < 1$. Оба эти случая наблюдаются в природных гранатах, что и доказывает реальность формирования наблюдаемых профилей распределения чисто диффузионным путем. Напомним некоторые понятия диффузии.

Как показывают опытные данные, диффузионный поток какого-либо компонента пропорционален градиенту концентрации этого компонента, взятому с обратным знаком (первый закон Фика). Если рассматривать одномерную диффузию (например, диффузию вещества в длинной проволо-

ке), то первый закон Фика записывается в таком виде: $J = -D \frac{dC^i}{dx}$ (11), где J — диффузионный поток, D — коэффициент диффузии, а $\frac{dC^i}{dx}$ — градиент

концентрации компонента. Знак минус в правой части уравнения (11) показывает, что поток компонента направлен в сторону падения концентрации компонента. Диффузионный поток в системе СИ измеряется в $\text{кг/м}^2 \cdot \text{сек}$, концентрация — в кг/м^3 , тогда, как следует из формулы (11), коэффициент диффузии имеет размерность $\text{м}^2/\text{сек}$. Коэффициент диффузии компонента зависит главным образом от температуры и состава системы, причем зависимость коэффициента от состава в одних случаях сильная и сложная, а в других — незначительная [32, 9]. Зависимость коэффициента диффузии от температуры носит экспоненциальный характер:

$D = D_0 \frac{-E}{e^{RT}}$, где E — энергия активации, D_0 — константа. Коэффициенты диффузии в силикатах изучены очень слабо, а для природных гранатов таких данных в настоящее время нет. Второй закон Фика в одномерном случае и если коэффициент диффузии не зависит от состава, записывается в таком виде

$$\frac{dC}{dt} = D \frac{d^2 C}{dx^2}. \quad (12)$$

Это уравнение определяет накопление вещества в определенной точке среды с течением времени. Задавая различные начальные и граничные условия и решая дифференциальное уравнение (12), получают различные формы уравнения диффузии. Многие задачи из теории теплопроводности аналогичны диффузионным задачам [12, 32].

Формула (11), как уже упоминалось, дает полезное различие между прямым и обратным типами зональности. Ясно, что если реакции начинаются по периферии кристалла и, распространяясь далее, охватывают его внутренние зоны, то наблюдаемые величины градиентов концентраций компонентов должны быть выше на периферии кристалла и постепенно уменьшаться к центру его. Если же рост кристалла идет с какой-то точки, с дальнейшим увеличением его объема, то при диффузионном механизме роста градиенты концентраций, по крайней мере для отдельных компонентов, должны уменьшаться к периферии зерна. Вот здесь, на наш взгляд, почти зримо ощущается растворение или периферийная перекристаллизация кристаллов с обратной зональностью и направленный, постепенный рост кристаллов с прямой зональностью, в силу различного характера изменения градиентов концентраций в обоих типах зональностей. Рассмотрим некоторые диффузионные модели.

Диффузионные модели Е. Андерсена и Г. Бакли

В настоящее время Е. Андерсен и Г. Бакли [33] для описания зонального распределения компонентов в кристаллах предложено три диффузионных модели. В первой модели диффузия происходит между первоначально гомогенным сферическим зерном граната и первоначально гомо-

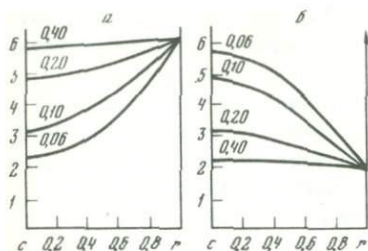


Рис. 41. Кривые распределения компонента, рассчитанные по 1-ой модели Е. Андерсена и Г. Бакли (1973 г.) при условии диффузии компонента внутрь кристалла (а) или во внешнюю среду (б)

Цифры на кривых — значения $\frac{Dt}{a^2}$. Параметры расчета: $C_2^i = 6\%$, $C_0^i = 2\%$ — (а) и $C_2^i = 2\%$, $C_0^i = 6\%$ (б)



Рис. 42. Характер изменения концентрации MnO в атоловых гранатах, по Смелли [85]

генным резервуаром. Разность концентраций компонента внутри граната и на его поверхности есть причина перемещения частиц внутри кристалла. Какая-то, и возможно главная, доля диффундирующего вещества поступает в кристалл или выходит из кристалла. Радиус кристалла во все время диффузии постоянен. Коэффициент диффузии от состава не зависит. Вторая модель подобна первой, однако в ней принимается, что коэффициент диффузии зависит от состава. В третьей модели диффузия происходит между зерном граната фиксированного радиуса и первоначально негетогенным резервуаром. Рассмотрим подробнее первую диффузионную модель, как наиболее простую. Дифференциальное уравнение (12) в случае сферической диффузии имеет вид

$$\frac{dC}{dt} = D \left(\frac{d^2 C}{dr^2} + \frac{2}{r} \frac{dC}{dr} \right), \quad (13)$$

подстановкой $U = Cr$ оно приводится к виду $\frac{dU}{dt} = D \frac{d^2 U}{dr^2}$.

Начальные и граничные условия для этой модели [49]:

$$\begin{aligned} U_1 &= 0 \text{ при } r = 0 \text{ для всех } t, \\ U_2 &= aC_2 \text{ при } r = a \text{ для всех } t, \\ U_3 &= C_0 r \text{ при } t = 0 \text{ для } 0 < r < a. \end{aligned}$$

Решение уравнения (13) записывается в таком виде:

$$C = C_2 + \frac{2a}{\pi r} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^n}{n} \sin \frac{n\pi r}{a} \exp \left[-\frac{Dn^2 \pi^2 t}{a^2} \right] (C_2 - C_0), \quad (14)$$

где C_2 — концентрация на поверхности сферы, C_0 — начальная концентрация, $a = \text{const}$ — радиус сферы, C — концентрация в точке $r < a$ при данном t . Если $C_2 > C_0$, то диффузия вещества происходит внутрь сферы, если $C_2 < C_0$, то диффузия вещества происходит из сферы во внешнюю

среду. Для расчета концентрации вещества в любой точке, как видно из уравнения (14), надо знать начальный радиус сферы — a , начальную концентрацию вещества (C_0^i), конечную — (C_2^i) и коэффициент диффузии (D). Для расчета можно ограничиться двумя-тремя членами ряда, стоящего под знаком суммы или воспользоваться специальными таблицами [49]. Расчеты по этому уравнению показаны на рис. 41. Как видно из сравнения рис. 41 и рис. 42, ход кривых накопления вещества напоминает характер повышения концентрации MnO в атоловых гранатах [85].

Диффузионная модель точечного источника

В настоящее время можно полагать, что с уменьшением концентрации MnO в гранате, происходящем с ростом температуры или давления, количественное содержание граната в породах, так же как и размер его кристаллов, постепенно возрастает [29, 13 и др.]. Этот факт можно объяснить небольшим изменением массы MnO в гранате в процессе интенсификации метаморфизма с увеличением радиуса его зерен, откуда и следует постепенное уменьшение концентрации MnO в кристаллах. Другими словами, можно полагать, что в процессе выравнивания концентрации MnO, внешняя граница зерна постепенно движется, удаляясь, таким образом, от центральной точки кристалла. Следовательно, в формулировку диффузионной модели надо включить условие движения внешней границы зерна от его центра.

Нами предложена подобная модель [1], которая (в силу определенных допущений) может рассматриваться только в качестве предполагаемой возможности указанного или близкого механизма роста.

Существо модели состоит в следующем.

Пусть в какой-то момент времени в породе сформировалось небольшое сферическое зерно граната радиуса $r = a$ и с однородной концентрацией MnO = C_1 . Затем T - P условия изменяются так, что устойчивым становится гранат с более низкой концентрацией MnO = $C_2 < C_1$. Этот новый гранат в виде тонкого слоя образуется на поверхности зерна старого граната так, что между внутренними и внешними зонами граната возникает поток компонента, обусловленный градиентом концентрации. Поток будет направлен от центра зерна к его краям. Диффузия компонента проходит только в среде граната, сопровождается встречной диффузией других компонентов и приводит к увеличению объема зерна, если принять, что масса MnO в процессе диффузии существенным образом не меняется. Принимается, следовательно, что потока MnO из граната во внешнюю среду нет, при условии существования потока других компонентов в кристалл или из кристалла. Если далее принять, что диффузия компонентов в среде вокруг кристалла совершенна, а в самом кристалле осуществляется намного медленней, то передвижение фронта роста внешних зон граната определяется диффузией MnO. При малейшем повышении концентрации MnO в поверхностном слое над C_2 граница этого слоя мгновенно отодвигается во внешнюю среду, что вызывает соответствующее понижение концентрации MnO в поверхностном слое до C_2 . После выравнивания градиента концентрации в сфере радиуса $r > a$ устанавливается концентрация C_2 по всему зерну и диффузия прекращается. Радиус этой сферы $r > a$ с концентрацией C_2 мы прини-

маем неограниченным на том основании, что диффузия не сказывается на изменении концентрации компонента в ней, а поток MnO через ее границы во внешнюю среду отсутствует. Вместе с тем эта же сфера $r > a$, с той же концентрацией C_2 , только в качестве поверхностного слоя существовала и в начале диффузии. На основе этого заключаем, что диффузия MnO в предлагаемой модели происходит из сферы ограниченного радиуса $r = a$ с C_1 в неограниченную сферу того же материала с C_2 , заданной вначале и остающейся такой же после завершения диффузии.

Начальные и граничные условия при отсутствии потока компонента во внешнюю среду выглядят как $u = C_1 r$, когда $t = 0$ при $0 < r \leq a$, что задает сферу ограниченного радиуса a с концентрацией компонента C_1 и $u = 0$, когда $t = 0$ при $r > a$, что дает нам условие неограниченной сферы с концентрацией компонента C_2 , принятой за нулевую. Решение подобной задачи в приложении к охлаждению шара $r = a$ в неограниченной сфере $r > a$ из того же материала с аналогичными начальными и граничными условиями получено [12], а приближенная формула диффузии, если a мало, записывается так:

$$C = \frac{Q}{(2\sqrt{\pi Dt})^3} e^{-r^2/4Dt} \left[1 + \left(\frac{r^2}{Dt} - 6 \right) \frac{a^2}{4QDt} \right],$$

где $Q = \frac{4}{3} \pi a^3 C_1$ — количество вещества в ограниченной сфере, а C — концентрация компонента в точке r в момент времени t . Если a стремится к нулю, а $Q = \text{const}$, то решение запишется так:

$$C = \frac{Q}{(2\sqrt{\pi Dt})^3} e^{-r^2/4Dt}. \quad (15)$$

Говорят, что распределение концентраций, даваемое (15), вызвано мгновенным или точечным источником диффузии количества Q . Аппроксимация этим уравнением кривых распределения Атертона показывает возможность диффузионного механизма образования кривых распределения MnO, трактуемых в смысле модели Рэлея (рис. 43, 44). Величина Q при вычислениях оценивалась по профилю, а величина C , считываемая с профиля при $r = 0$, дает возможность вычислить значение Dt .

Так получены следующие величины Dt (см², 1–4 — номера профилей): $(Dt)_1 = 9,76 \cdot 10^3$, $(Dt)_2 = 2,0 \cdot 10^3$, $(Dt)_3 = 1,126 \cdot 10^3$, $(Dt)_4 = 0,73 \times 10^3$. Если принять условие одновременности роста гранатов Атертона ($t = \text{const}$), то различие в форме профилей (рис.) обусловлено уменьшением коэффициента диффузии от профиля 1 к 4. Так как по Атертону (1968 г.) в этой же последовательности незначительно падает температура, то уменьшение коэффициента диффузии вполне объяснимо. Попробуем оценить изменение температуры по полученным значениям Dt . Продифференцируем соотношение Аррениуса $D_i = D_0 e^{-E/RT}$ по обратной температуре: $d \ln D_i / d(1/T) = -E/R$, где R — газовая постоянная, D_0 — константа, E — энергия активации, T — абсолютная температура, D_i — коэффициент диффузии. Значение E примем 60 ккал/моль. Приращение $\Delta(\ln D_1 - \ln D_4)$ для рассматриваемого примера $8,6 \cdot 10^{-5}$, что дает $\Delta T = 25^\circ \text{C}$. Таким образом, приращением температуры всего в 25°C можно объяснить разницу в форме

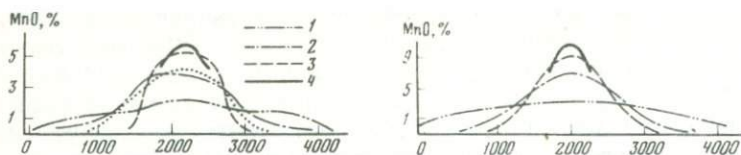


Рис. 43. Эмпирические кривые распределения MnO по профилям кристаллов граната, [35]

1—4 — номера профилей в порядке понижения температуры. Пунктир — аппроксимация распределения MnO профиля 2-й моделью Рэля, по Атертону [35]

Рис. 44. Теоретические кривые распределения MnO, рассчитанные по формуле диффузионной модели точечного источника. Объяснение — в тексте

профилей Атертона (рис. 43). Если есть уверенность, что коэффициент диффузии меняется незначительно в сравниваемых профилях распределения MnO, то различие между величинами Dt можно рассматривать в пользу различной длительности метаморфического процесса.

Интересное соотношение получается из дифференцирования (15) по r при $D, t, Q = \text{const}$, что дает выражение для градиента концентрации

$$\left(\frac{\partial C}{\partial r}\right)_{D,t,Q} = - \frac{Q}{(2\sqrt{\pi Dt})^3} \frac{r}{2Dt} e^{-r^2/4Dt} \quad (16)$$

Как видно из (16), $\partial C/\partial r$ возрастает (по абсолютной величине) с увеличением Q и уменьшается с увеличением D и t при заданном r . Если градиент концентрации отнести к величине Q — массе диффундирующего компонента, то, вычисляя относительный градиент $I = \partial C/\partial r/Q$ для данного r , можно попытаться сопоставить метаморфические комплексы по относительной длительности метаморфизма. Так, если $I_1 > I_2$, где I_1 — относительный градиент концентрации, замеренный в более высокотемпературной зоне метаморфизма, а I_2 — относительный градиент, замеренный в более низкотемпературной зоне (т.е. $D_1 < D_2$), то наблюдаемое различие I_1 и I_2 можно объяснить кратковременностью метаморфизма I_1 .

Расчеты по уравнению (16) показаны на рис. 45, 46, из которых видно, что с уменьшением массы компонента и ростом концентрации компонента в поверхностном слое профиля становятся более пологими при одинаковых значениях произведения Dt . Очевидно, зависимостью диффузии от массы компонента и величины концентрации в поверхностном слое, определяемых составом породы, можно объяснить наличие резко зональных гранатов в одних слоях пород и незональных в других, переслаивающихся с первыми и отличающихся от них химическим составом. Сопоставление кривых распределения компонентов на рис. 47, показало, что форма кривых не может служить критерием для различия фракционных и диффузионных моделей.

Предложенная модель не может прямо дать величину конечного радиуса кристалла в каждый данный момент времени. Однако можно принять условие сохранения, допустим, 95% массы MnO в кристалле в процессе диффузии и получить последовательное увеличение его радиуса с течением времени. Вместе с тем неясно, на сколько эта модель роста действительно

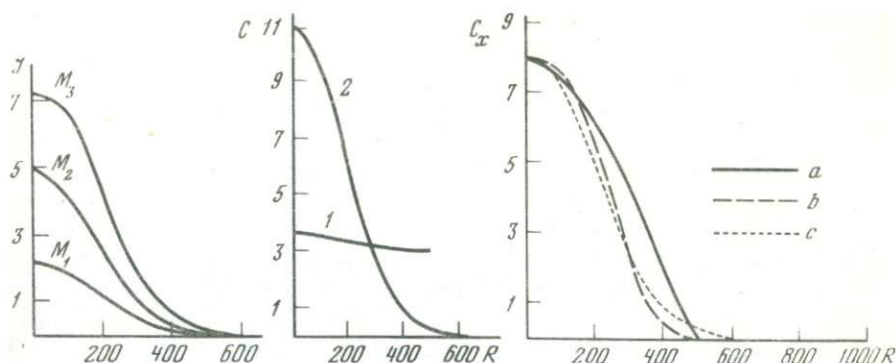


Рис. 45. Влияние массы компонента на характер распределения компонента в кристалле по модели точечного источника

$$M_1 = 2 \cdot 10^{-4} \text{ кг}, M_2 = 4,55 \cdot 10^{-4} \text{ кг}, M_3 = 7,2 \cdot 10^{-4} \text{ кг}; D_1 t_1 = D_2 t_2 = D_3 t_3$$

Рис. 46. Влияние массы и концентрации компонента в краевой зоне минерала на распределение компонента в кристалле по модели точечного источника

Краевая концентрация в профиле 1—3%; в профиле 2—0%

Рис. 47. Кривые распределения компонента, рассчитанные по 1-й модели Д. Андерсена и Г. Бакли (1), модели Рэлея (2) и модели точечного источника (3)

реальна. Как кажется, эта проблема — построение модели роста зональных кристаллов граната в природе — представляет важную и трудную задачу для экспериментаторов. Очень возможно, что ключ к решению лежит в своеобразном синтезе фракционных моделей, описывающих начальные фазы зародышевания и роста кристаллов и диффузионных, описывающих какие-то промежуточные и конечные стадии роста. В любом случае эксперимент дает ответ на вопросы о начальных фазах роста кристалла, что, безусловно, представляет большой интерес для решения всей проблемы в целом.

Перейдем к возможности оценки длительности метаморфизма по химической зональности гранатов. Было предложено эту оценку проводить по градиенту концентрации компонента DC/dR [21]. Если величина градиента концентрации, измеренная в более высокотемпературных гранатах, больше величины градиента в низкотемпературных гранатах, то, как полагает Г.Г. Лепезин (1978), это может свидетельствовать о более кратковременном процессе высокотемпературного метаморфизма. Эта идея верна, однако, как видно из соотношений (14, 15), величина DC/dR , помимо коэффициента диффузии и длительности процесса, определяется радиусом зерна и разностью $(C_2^i - C_0^i)$ в моделях Андерсена и Бакли [33] или массой диффундирующего компонента и величиной концентрации в краевой зоне — в моделях типа точечного источника. Чтобы избежать влияния этих факторов на оценку длительности, необходимо, следовательно, подбирать близкие по химическому составу породы, гранаты в которых имеют сравнимые массы компонентов и их концентрации в краевых зонах кристаллов. Вместе с тем необходима еще уверенность о кристаллизации граната диффузионным путем.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрение зональности гранатов различных метаморфических комплексов, ее термодинамический анализ приводят к заключению о существовании двух различных по генезису групп зональности: прогрессивной (1) и регрессивной (2). Первая группа образуется в процессе интенсификации условий метаморфизма (вследствие повышения главным образом температуры) и наблюдается только в низкотемпературных гранатах зеленосланцевой и амфиболитовой фаций ($T = 300^{\circ}\text{C} - 650^{\circ}\text{C}$). Хорошим примером зональностей первой группы служит прямая зональность, устанавливаемая практически во всех низко- и среднетемпературных гранатах. Ее повсеместная встречаемость доказывает факт незавершенности метаморфических реакций на прогрессивных, но относительно низкотемпературных стадиях метаморфизма.

Вторая группа зональностей образуется вследствие понижения температуры метаморфизма и характеризует больше высокотемпературные гранаты ($T > 650^{\circ}\text{C}$), хотя в принципе возможна и наблюдается во всей области существования гранатов. Примером зональностей этой группы является обратная зональность. Развитие ее по периферии кристаллов высокотемпературных гранатов доказывает регрессивную эволюцию высокотемпературных метаморфических комплексов.

Сочетание прогрессивных и регрессивных процессов, а также явления полиметаморфизма ведут к образованию сложной нетривиальной зональности. Образование последней вместе с тем может произойти в рамках одного метаморфического процесса, за счет последовательного вовлечения в реакцию образования граната новых минералов.

Прямая зональность гранатов есть доказательство отсутствия в регионе стадии гранулитового метаморфизма. Поэтому данная зональность может рассматриваться в качестве критерия отличия гранулитовых повторно метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации пород от таковых метаморфизованных в одну стадию не выше амфиболитовой фации. Однако наличие прямой зональности еще не свидетельствует непосредственно о простом, одноэтапном метаморфизме, так как ранние и более древние стадии метаморфизма могут совершаться за пределами устойчивости граната, возможного при данном составе породы. Вместе с тем прямая зональность есть следствие непрерывно и прогрессивно развивающейся одной стадии метаморфического процесса.

Наличие разных типов зональности гранатов в пределах какого-то региона еще не доказывает сложную историю метаморфизма данного метаморфического комплекса. Повышение температуры метаморфизма приводит к исчезновению прямой зональности, а последующие регрессивные процессы к наложению обратной зональности на прямую или гомогенный кристалл. Причем в более высокотемпературных зонах метаморфизма регрессивные процессы в общем случае выражаются сильнее, чем в низ-

котемпературных. Поэтому в породах одноактно метаморфизованных территорий с заметным температурным градиентом существуют гомогенные и обратнoзональные гранаты (в высокотемпературных породах) с одной стороны, и сложно- и прямозональные гранаты (в низкотемпературных породах) — с другой. Учитывая все эти замечания, зональность гранатов может использоваться для расшифровки истории метаморфизма конкретных областей.

Установленные закономерности в распространении и генезисе различных типов зональности дают определенную основу в решении других важных петрологических вопросов. Например, в настоящее время можно попытаться оценить возможности известных геотермобарометров (не обязательно гранатосодержащих). Очевидно, принципиально верные оценки T - P параметров метаморфизма можно получить только в низкотемпературных метаморфических комплексах, в которых эффекты регрессивной перекристаллизации минералов невелики. В высокотемпературных комплексах гранулитовой фации применение геотермобарометров должно приводить к заниженным оценкам T - P параметров метаморфизма, сравнительно с максимальными величинами, из-за последующей регрессивной перекристаллизации минералов. В настоящее время еще трудно достоверно оценить масштабы занижения температур, однако можно полагать (по крайней мере, для гранат-биотитового термометра), что в гранулитовых комплексах оно может достигать 100°C .

Другое приложение—изучение зональности находит в интерпретации разнообразных реакционных кайм, связанных с образованием, перекристаллизацией или распадом граната. Зональность гранатов образуется вследствие действия тех же процессов, которые приводят и к образованию реакционных кайм, отличаясь от последних только большей вариантностью. Поэтому реакционные структуры должны иметь, как и сама зональность, двойственную природу и образовываться на прогрессивных и регрессивных стадиях метаморфизма. При этом прогрессивный генезис вероятен только для относительно низкотемпературных структур ($T < 650^{\circ}\text{C}$). Напротив, в высокотемпературных гранулитовых комплексах ($T > 650^{\circ}\text{C}$) должны быть распространены главным образом реакционные структуры регрессивной стадии метаморфизма. Здесь намечается противоречие с интерпретацией таких структур С.П. Кориковским [20].

Книга останется незавершенной, если не наметить комплекс наиболее актуальных задач в дальнейшем изучении химической зональности гранатов:

- 1) выявление отличий в характере зональности гранатов наиболее древних метаморфических комплексов, с одной стороны, и сравнительно молодых—с другой, при близких T - P параметрах метаморфизма и химизме пород;
- 2) характер зональности гранатов в глаукофансланцевых комплексах;
- 3) характер зональности гранатов в разнообразных реакционных структурах;
- 4) распространенность и закономерности строения нестандартной сложной зональности;
- 5) значения коэффициентов диффузии различных компонентов в среде граната и достоверная физико-химическая модель роста зональных гранатов в природе.

1. *Авченко О.В.* Модель точечного источника диффузии для интерпретации зонального распределения марганца в кристаллах граната. — Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 5, с. 1215–1218.
2. *Авченко О.В.* Об изменении состава граната при гранитизации эколгитоподобных сланцев охотского комплекса. — Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 6, с. 1394–1398.
3. *Авченко О.В.* Петрология охотского метаморфического комплекса. М.: Наука, 1977. 94 с.
4. *Авченко О.В., Романенко И.М., Авденина Л.А.* Генезис зональных гранатов из метapelитовых гнейсов охотского метаморфического комплекса. — Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 65, с. 1202–1205.
5. *Авченко О.В., Тарарин И.А., Чубаров В.М.* О зональности гранатов из метapelитовых пород станового комплекса и Срединного хребта Камчатки. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1978, № 10, с. 84–90.
6. *Авченко О.В., Чубаров В.М.* О перераспределении кальция между гранатом и плагиоклазом в минеральных парагенезисах метapelитовых гнейсов станового метаморфического комплекса. — Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 4, с. 924–928.
7. *Беннинсон Дж., Райт А.* Геологическая история Британских островов. М.: Мир, 1972. 319 с.
8. *Бобровник Д.П.* О гранатах из горных пород юго-западной окраины Русской платформы. — Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1958, № 12.
9. *Бэррер Р.* Диффузия в твердых телах. М.: Изд-во иностр. лит., 1948. 503 с.
10. *Вигдорович В.И., Вольян А.Е., Курдюмов Г.М.* Направленная кристаллизация и физико-химический анализ. М.: Химия, 1976. 199 с.
11. *Гринберг Г.А.* Докембрий Охотского массива. М.: Наука, 1968. 186 с.
12. *Карслоу Г., Егер Д.* Теплопроводность твердых тел. М.: Наука, 1964. 488 с.
13. *Кежежинская К.Б., Зоркина Л.С., Пукинская О.С.* Гранаты и биотиты некоторых метаморфических зональных комплексов Сибири. — Зап. ВМО, 1972, 2 сер., ч. 101, вып. 6, с. 433–439.
14. *Кежежинская К.Б., Лепезин Г.Г., Хлестов В.В.* Оценка длительности метаморфических процессов по минералогическим данным. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма: II сес. науч. по геологии докембрия. Л.: Наука, 1976, с. 231–240.
15. *Кежежинская К.Б.* Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метapelитов. Новосибирск: Наука, 1977. 197 с.
16. *Кежежинская К.Б., Хлестов В.В.* Система $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—FeO—MgO—MnO—K}_2\text{O—H}_2\text{O}$ применительно к среднетемпературным метapelитам. — В кн.: Петрология и геохимия метаморфических формаций Сибири. Наука, 1978.
17. *Киргинцев А.Н., Исаенко Л.И., Исаенко В.А.* Распределение примеси при направленной кристаллизации. Новосибирск: Наука, 1977. 254 с.
18. *Коржинский Д.С.* Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973. 287 с.
19. *Кориковский С.П.* Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967. 297 с.
20. *Кориковский С.П.* Фации метаморфизма метapelитов. М.: Наука, 1979. 263 с.
21. *Лепезин Г.Г.* Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1978.

- 230 с. (Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып. 398).
22. *Маракушев А.А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 326 с.
 23. *Мишкин М.А., Авченко О.В.* К петрологии метаморфических пород становой складчатой области. — В кн.: Докембрийские комплексы зоны БАМ. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 91—111.
 24. *Нагайцев Ю.В.* Петрология метаморфических пород Ладожского и беломорского комплексов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974. 160 с.
 25. *Перчук Л.Л.* Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 391 с.
 26. *Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д.* Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.
 27. *Руттен М.Г.* Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972. 445 с.
 28. *Смирнов А.М.* Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1976. 223 с.
 29. *Смирнов В.Н., Шулягин О.Г.* Некоторые закономерности изменения состава гранатов при зональном метаморфизме протерозойских отложений Таймыра. — Учен. зап. НИИГА. Регион. геология, 1969, вып. 16, с. 92—95.
 30. *Ушакова Е.Н.* Биотиты метаморфических пород. М.: Наука, 1971. 345 с.
 31. *Федькин В.В.* Ставролит. М.: Наука, 1975. 271 с.
 32. *Хауффе К.* Реакции в твердых телах и на их поверхности. М.: ИЛ, 1962. 4.1. 415 с.
 33. *Anderson D.E., Buckley G.R.* Zoning in garnets — diffusion models. — Contrib. Mineral. Petrol., 1973, vol. 40, N 5, p. 87—104.
 34. *Anderson D.E., Olimpio J.C.* Progressive homogenization of metamorphic garnets, South Morar, Scotland: evidence for volume diffusion. — Canad. Miner., 1977, vol. 15, N 2, p. 205—216.
 35. *Atherton M.P.* The variation in garnet, biotite, and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to the zonation in garnet. — Contribs Miner. and Petrol., 1968, vol. 18, N 4, p. 347—371.
 36. *Arkai P., Nagy G., Panto G.* Types of composition zoning in the garnets of polymetamorphic rocks and their genetic significance. — Acta geol. Acad. sci. hung., 1975, vol. 19 (1/2), p. 17—42.
 37. *Ashworth J.R., Chinner G.A.* Coexisting garnet and cordierite in Scottish Caledonide migmatites. — Contribs Miner. and Petrol., 1978, vol. 65, N 4, p. 379—394.
 38. *Babuska V., Fiala J., Kumazawa M.* et al. Elastic properties of garnet solid-solution series. — Phys. Earth and Planet. Inter., 1978, vol. 16, N 2, p. 157—176.
 39. *Banno S.* Notes on rock-forming minerals, zonal structure of pyralpsite garnet in Sanbagawa schists in the Besshi area, Sikoku. — J. Geol. Soc. Jap., 1965, vol. 71, N 835, p. 185—188.
 40. *Banno S., Chii S.* A model to explain the Mn enrichment in the rim of zoned garnet. — Geochem. J., 1978, vol. 12, N 4, p. 253—259.
 41. *Berglund L., Touret J.* Garnet-biotite gneiss in Systeme du Graphite (Madagascar): petrology and fluid inclusions. — Lithos, 1976, vol. 9, N 2, p. 139—148.
 42. *Bethune P., Laduron D. de, Bocquet J.* Diffusion processes in resorbed garnets. — Contribs Miner. and Petrol., 1975, vol. 50, N 3, p. 197—204.
 43. *Birk D.* Chemical zoning in garnets of the Kashabowie Group, Shebandowan, Ontario. — Canad. Miner., 1973, vol. 12, pt 2, p. 124—129.
 44. *Brook M., Brewer M.S., Powell D.* Grenville ages for rocks in the Moine of north-western Scotland. — Nature, 1976, vol. 260, N 5551, p. 515—517.
 45. *Brown E.H.* The greenschist facies in part of eastern Otago, New Zealand. — Contribs Miner. and Petrol., 1967, vol. 14, N 4, p. 259—292.
 46. *Brown E.H.* Some zoned garnets from the greenschist facies. — Amer. Miner., 1969, vol. 54, N 11/12, p. 1662—1678.
 47. *Chinner G.A.* Almandine in thermal aureoles. — J. Petrol., 1962, vol. 3, N 2, p. 316—340.
 48. *Cooper A.F.* Progressive metamorphism of metabasic rocks from the Haast Schist group of southern New Zealand. — Ibid., 1972, vol. 13, N 3, p. 457—493.
 49. *Crank J.* The mathematics of diffusion. Oxford, 1956, p. 347.
 50. *Cressey G., Schmid R., Wood B.J.* Thermodynamic properties of Almandine-Grossular Garnet solid solutions. — Contribs Miner. and Petrol., 1978, vol. 67, N, p. 397—404.

51. *Dhana Raju R., Satyanarayana B., Krishna Rao J.S.R.* Variation of MnO and TiO₂ contents of biotite in relation to metamorphic grade. - *Ind. J. Earth Sci.*, 1977, vol. 4, N 1, p. 13-19.
52. *Edmunds W.M., Atherton M.P.* Polymetamorphic evolution of garnet in the Fanad Aureole, Donegal, Eire. - *Lithos*, 1971, vol. 4, N 2, p. 174-183.
53. *Evans B.W., Guidotti C.W.* The sillimanite-potash feldspar isograd in Western Maine U.S.A. - *Contribs Miner. and Petrol.*, 1966, vol. 12, N 1, p. 25-62.
54. *Ganguly J., Kennedy G.C.* The energetics of natural garnet solid solution. I. Mixing of the aluminosilicate end - members. - *Ibid.*, 1974, vol. 48, N, p. 137-148.
55. *Ganguly J.* The energetics of natural garnet solid solution. II. Mixing of the calcium silicate end - members. - *Ibid.*, 1976, vol. 55, N 1, p. 81-90.
56. *Ghent E.D.* Plagioclase-garnet - Al₂SiO₅ - quartz: a potential geobarometer-geothermometer. - *Amer. Miner.*, 1976, vol. 61, N 7/8, p. 710-714.
57. *Goldschmidt V.M.* Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. V. Die Injektion-metamorphose im Stavanger-Gebiete. - *Skr. vid.-akad. Oslo. selsk. - Kl I*, 1920, N 10.
58. *Grant J.A., Weiblen P.W.* Retrograde zoning in garnet near the second sillimanite isograd. - *Amer. J. Sci.*, 1971, vol. 270, N 4, p. 281-296.
59. *Harte B., Henley K.J.* Occurrence of compositionally zoned almanditic garnets in regionally metamorphosed rocks. - *Nature*, 1966, vol. 210, N 5037, p. 689-692.
60. *Hensen B.J., Schmid R., Wood B.J.* Activity - composition relationships for pyrope-grossular garnet. - *Contribs Miner. and Petrol.*, 1975, vol. 51, N 3, p. 161-166.
61. *Hensen B.J.* Cordierite-garnet bearing assemblages as geothermometers and barometers in granulite facies terranes. - *Tectonophysics*, 1977, vol. 43, N 1/2, p. 73-88.
62. *Holdaway M.J.* Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. - *Amer. J. Sci.*, 1971, vol. 271, N 2, p. 97-131.
63. *Hollister L.S.* Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh fractionation model. - *Science*, 1966, vol. 154, N 3757, p. 1647-1651.
64. *Kano H., Kuroda Y.* On the chemistry on coexisting garnet and biotite in pelitic - psammitic metamorphic rock, central Abukuma. - *Jap. J. Geol. Soc. Jap.*, 1973, vol. 79, N 9, p. 621-641.
65. *Kretz R.* Kinetics of the crystallization of garnet at two localities near Yellowknife. - *Canad. Miner.*, 1973, vol. 12, N 1, p. 1-20.
66. *Kurat G., Scharbert H.* Compositional zoning in garnets from granulite facies rocks of the Moldanubian zone Bohemian massif of Lower Austria. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1972, vol. 16, N 3, p. 379-387.
67. *Linthout K., Westra L.* Compositional zoning in almandine - rich garnets and its relation to the metamorphic history of their host rocks. - *Proc. Kon. nederl. akad. wetensch. B*, 19, vol. 71, N 4, p. 297-312.
68. *Loper Ruiz J., Garcia Cacho L.A.* The garnets of the eastern area of the Sierra de Guadarrama, Sistema Central, Spain. - *Chem. Geol.*, 1974, vol. 13, N 4, p. 269-285.
69. *Macqueen J.A., Powell D.* Relationships between deformation and garnet in Moine (Precambrian) rocks of western Scotland. - *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1977, vol. 88, N 2, p. 235-240.
70. *McAteer C.* Formation of garnets in a rock from Mallaig. - *Contribs Miner. and Petrol.*, 1976, vol. 55, N 3, p. 293-301.
71. *Miyashiro A.* Calcium-poor garnet in relation to metamorphism. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1953, vol. 4, N 4, p. 179-208.
72. *Miyashiro A.* Regional metamorphism of the Gosaisho - Takanuki district in the central Abukuma Plateau. - *J. Fac. Sci. Univ., Tokyo*, 1958, Sec. 2, vol. 11, p. 219-272.
73. *Miyashiro A.* Evolution of metamorphic belts. - *J. Petrol.*, 1961, vol. 2, N 3, p. 277-311.
74. *Miyashiro A., Shido F.* Progressive composition change of garnet in metapelite. - *Lithos*, 1973, vol. 6, N 1, p. 13-20.
75. *Newton R.C., Charlu T.V., Kleppa O.J.* Thermochemistry of high pressure garnets and clinopyroxenes in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1977, vol. 41, N, p. 369-377.
76. *Novak G.A., Gibbs G.V.* The crystal chemistry of the silicate garnets. - *Amer. Miner.*, 1971, vol. 56, N, p. 791-825.

77. *Okrush M.* Garnet-cordierite-biotite equilibria in the Steinach aureole, Bavaria. - *Contribs Miner. and Petrol.*, 1971, vol. 32, N 1, p. 1-23.
78. *Olimpio J.C., Anderson D.E.* The relationship between chemical and textural (optical) zoning in metamorphic garnet, South Morar, Scotland. - *Amer. Miner.*, 1978, vol. 63, p. 677-689.
79. *Ora Amit.* Retrograde zoning in garnets of Elat - Wadi Magrish metamorphic rocks. - *Lithos*, 1976, vol. 9, N 4, p. 259-262.
80. *Perdue H.S.* Couchiching, Kashabowie Lake, Ontario. - *J. Geol.*, vol. 46, p. 842-867.
81. *Powell D.* Stratigraphy and structure of the western Moine and the problem of Moine orogenesis. - *J. Geol. Soc. London*, 1974, vol. 130, N 6, p. 575-593.
82. *Raheim A., Green D.H.* Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene. - *Contribs Miner. and Petrol.*, 1974, vol. 48, p. 179-203.
83. *Saxena S.K.* Garnet-Clinopyroxene Geothermometer. - *Ibid.*, 1979, vol. 70, N, p. 229-235.
84. *Schmid R., Wood B.J.* Phase relationships in granulitic metapelitic from the Ivrea - Verbano Zone (Northern Italy). - *Ibid.*, 1976, vol. 54, N 4, p. 255-279.
85. *Smellie J.A.T.* Formation of atoll garnets from the aureole of the Ardara pluton, Co, Donegal, Ireland, *Mineral.*, 1974, vol. 39, N 308, p. 878-889.
86. *Sturt B.A.* The composition of garnets from pelitic schists in relation to grade regional metamorphism. - *J. Petrol.*, 1962, vol. 3, N 2, p. 131-191.
87. *Sumino Y., Nishizawa O.* Temperature variation of elastic constants of pyrope - almandine garnets. - *J. Phys. Earth*, 1978, vol. 26, p. 239-252.
88. *Susuki M.* Polymetamorphism in Hida metamorphic belt, central Japan. - *J. Sci. Hiroshima Univ.*, 1977, c. 7, N 4, p. 217-296.
89. *Tracy R.J., Robinson P., Thompson A.B.* Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts. - *Amer. Miner.*, 1976, vol. 61, N 7/8, p. 762-775.
90. *Wallace R.C.* Stawrolite from the Haast schist in South Westland. - *N.Z. Journal Geol. and Geophys.*, 1975, vol. 18, N 2, p.
91. *Winchester J.A.* The petrology of Moian calc-silicate gneisses from Fannich Forest, and their significance as indicators of metamorphic grade. - *J. Petrol.*, 1972, vol. 3, p. 405-425.
92. *Winchester J.A.* The zonal pattern of regional metamorphism in the Scottish Caledonides. - *J. Geol. Soc. London*, 1974, vol. 130, N 6, p. 509-524.
93. *Wood B.J., Banno S.* Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. - *Contribs Miner. and Petrol.*, 1973, vol. 42, N, p. 109-124.
94. *Woodsworth G.J.* Homogenization of zoned garnets from pelitic schists. - *Canad. Miner.*, 1977, vol. 15, N 2, p. 230-242.
95. *Yardley B.W.D.* Deformation and metamorphism of Dalradian rocks and the evolution of the Connemara cordillera. - *J. Geol. Soc. London*, 1976, vol. 132, pt 5, p. 521-542.
96. *Yardley B.W.D.* An empirical Study of diffusion in garnet. - *Amer. Miner.*, 1977, vol. 62, N 7/8, p. 793-800.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Принятые в тексте символы минералов и условные обозначения.	4
Глава I. Химическая зональность гранатов в метаморфических комплексах	5
Низко- и среднетемпературные метаморфические комплексы	6
Сланцы Отаго и Хааст, Новая Зеландия.	6
Метаморфозы плато Абукума, Япония	10
Сланцы областей Сьерра-де-лос Филабрес и Сьерра Гуадарама, Испания	14
Метаморфозы Задунайского края, Большой Венгерской низменности и Западных Карпат	18
Метасадки Новой Англии, США	20
Гнейсы и сланцы Становой области, Восточная Сибирь	21
Метаморфозы Золотогорского поднятия Корякского нагорья, Камчатки	32
Высокотемпературные метаморфические комплексы.	35
Гнейсы Хида, Япония.	35
Гранулитовые породы Северной Италии	37
Гранулитовые породы острова Мадагаскар	39
Гранулитовые породы Молданубинской зоны Богемского массива Нижней Австрии.	40
Высокотемпературные гранат-кордиеритовые мигматиты Шотландии.	40
Гранулиты охотского метаморфического комплекса.	42
Метаморфические комплексы с зональным метаморфизмом	48
Эволюция зональности гранатов в Шотландии и Западной Ирландии.	48
Эволюция зональности гранатов Британской Колумбии	52
Метаморфозы серии Кашабови, Онтарио, Канада.	53
Метapelиты центрального Массачусетса, США.	54
Гранат-кордиерит-биотитовые роговики контактового ореола Стейнах, Бавария	54
Глава II. Термодинамический анализ химической зональности гранатов	59
Метод термодинамических потенциалов для интерпретации изменения состава минералов в зависимости от изменения потенциала H_2O и давления	59
О перераспределении кальция между гранатом и плагиоклазом	66
Об определении ΔT и ΔP_s при формировании различных типов зональности гранатов.	68
Об определении температур в неравновесных ассоциациях	70
Некоторые отличия метасоматической зональности гранатов от изохимической	71
Прямой тип зональности.	73
Обратный тип зональности	76
Сложная зональность.	78
Интерпретация зональности гранатов в конкретных геологических ситуациях	79
Эволюция охотского метаморфизма	79
Режим станового метаморфизма.	81
Другие следствия изучения зональности гранатов	83
Глава III. Физико-химические модели образования зональных гранатов	84
Фракционные модели	84
Диффузионные модели	91
Диффузионные модели Е. Андерсена и Г. Бакли	92
Диффузионная модель точечного источника.	94
Заключение	98
Литература	100

1 р. 10 к.

3927