

ЛЕОНИД ЛЬВОВИЧ ПЕРЧУК* — ИРИНА ВЛАДИМИРОВНА ЛАВРЕНТЬЕВА*
АЛЕКСЕЙ ЭДОВИЧ КОТЕЛЬНИКОВ* — ИГОР ПЕТРИК**

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД ГЛАВНОГО КАВКАЗСКОГО ХРЕБТА И ЗАПАДНЫХ КАРПАТ

(Рис. 17, Табл. 7)

Резюме: Проведено детальное петрологическое исследование метаморфических пород северного склона Главного Кавказского хребта, а также отобраны и изучены несколько образцов из аналогичных образований в Западных Карпатах. В обоих метаморфических комплексах метапелиты переслаиваются с метабазитами, что свидетельствует об их первичной вулканогенно-осадочной природе. Изучено более 300 прозрачных шлифов, из которых отобраны наиболее представительные парагенезисы минералов, несущие информацию о термодинамическом режиме метаморфизма. Среди них ставролит-гранат-биотит-мусковит-кварц-силлиманитовые сланцы, кордиерит-гранат-биотитовые гнейсы, гранатовые и эпидот-плагноклазовые амфиболиты, биотит-гранатовые кристаллические сланцы, мигматиты и некоторые гранитоиды. Особый интерес представляли ксенолиты гранатовых и биотит-гранатовых гнейсов, встреченные в порфировидных гранитоидах Кавказского хребта.

Свыше тысячи микрозондовых анализов выполнено в полированных шлифах с целью определения РТ параметров минеральных равновесий с помощью минералогических термометров и барометров (Перчук, 1970, 1973, 1977; Перчук — Лаврентьева — Подлесский — Аранович, 1983; Федькин и др., 1983). В ряде метабазитов была обнаружена ростовая зональность в гранатах и амфиболах, имеющая прогрессивный характер. Это позволило наметить эволюцию РТ параметров прогрессивного этапа метаморфизма как в породах Кавказа, так и Западных Карпат. В подавляющем числе метапелитов гранаты, биотиты и другие темноцветные минералы либо не зональны, либо обладают четко выраженной диффузионной зональностью регрессивного типа. Эта закономерность позволила проследить за падением РТ параметров на регрессивной ветви регионального метаморфизма обеих комплексов. По полученным термодинамическим оценкам апогей метаморфизма достигается при 700 °С и 6 кбар в породах Главного Кавказского хребта. Не установлено существенных различий в РТ режимах эволюции метаморфизма различных структурно-фациальных серий этого региона. В отличие от Кавказа в Западных Карпатах намечается четыре тренда изменения РТ параметров ходе эволюции метаморфизма. В связи с этим выделены четыре разноглубинных комплекса (в порядке возрастания давления): Малые Карпаты, Высокие Татры, Малая Фатра и Низкие Татры. РТ тренд эволюции метапелитов Малых Карпат полностью совпадает с Кавказским, остальные — более глубинные.

Сходство литологического состава пород и режимов метаморфизма Карпат и Главного Кавказского хребта позволяет предположить, что складчатое обрамление юга Русской платформы было заложено на однотипном кристаллическом фундаменте.

* Проф. д-р Л. Л. Перчук, д-р И. В. Лаврентьева, д-р А. Р. Котельников, Институт экспериментальной минералогии АН СССР, 142 432 Черноголовка, Московская область.

** Др. И. Петрик, Геологический институт САН, Дубравская цеста 9, 814 73 Братислава.

Abstract: Correlation of thermodynamics regimes of metamorphism in the complexes of the Main Caucasus Range and the Western Carpathians.

The detailed investigation of metamorphic complexes of the Caucasus and the Western Carpathians have been carried out. In each metamorphic belt metapelites are interlayered with metabasites reflecting their primary volcanogeneous-sedimentary nature.

More than 300 thin sections have been studied but just several of them were chosen for microprobe analyses of coexisting minerals in order to describe the thermodynamic regime of metamorphism. For example, staurolite-garnet-biotite-muscovite-quartz-sillimanite schists, cordierite-garnet-biotite gneisses, garnet and garnet-plagioclase amphibolites, biotite-garnet crystalline schists, and migmatites. Xenoliths of garnet gneisses and biotite-garnet gneisses from granitoids of the Caucasus range were of particular interest.

More than 1000 analyses in polished sections have been done for determining the PT conditions of mineral equilibria by mineralogical thermometers and barometers (Perchuk, 1970, 1973, 1977; Perchuk — Lavrent'eva — Pedlesskii — Aranovich, 1983; Fedkin et al., 1983).

A growth zoning in coexisting garnets and amphiboles in metabasites was used for description of the evolution of prograde metamorphic stage in terms of the PT parameters both in the Caucasus rocks and in the Western Carpathians complexes. Almost in all the metapelites garnets, biotites and some other mafic minerals have a clearly seen chemical zoning of diffusion type according to the principle of phase correspondence (Perchuk, 1969, 1977). Due to exchange reaction between the Fe-Mg minerals the PT trend of a retrograde stage of metamorphism has been found out for both complexes. By the obtained thermodynamic estimates the maximum of prograde metamorphism was evaluated at 700°C and 6 kb in the rocks of the Main Caucasus Range. In this region any significant differences in the PT conditions of evolution of metamorphism in the various series (Boulgen and Macker) are not found. In contrast to the Caucasus in the Western Carpathians four trends of evolution of the PT parameters can be found. Thus four complexes of a different depth of metamorphism were distinguished: the Small Carpathian belt, the High Tatras, the Small Fatra and the Low Tatras belts (in order of increasing pressure). Only the Small Carpathian belt was formed at the similar PT conditions as the Caucasus metamorphic series.

Введение

Петрологические исследования по проблеме корреляции метаморфических комплексов складчатого обрамления юга Русской платформы на примере Большого Кавказа и Западных Карпат проводились в рамках Многостороннего сотрудничества Академий наук социалистических стран (рабочая группа 4. 5). Основной задачей этих исследований явилось выявление термодинамических условий метаморфизма в ходе его эволюции, поиск коррелятивных связей PT параметров этой эволюции, отражающей физико-химическую обстановку формирования складчатых структур, окаймлявших в палеозое южный край жесткой плиты—Русской платформы. В этом отношении геологическая ситуация напоминает соотношения Станового комплекса (протерозой)—складчатого обрамления юга Алданского щита или же альпийские складчатые структуры, обрамляющие Французский срединный массив.

В течение последних восьми лет советская группа авторов этой работы приобрела опыт фундаментального исследования фазовых соотношений в метаморфических породах архея Ханкайского массива (Перчук и др., 1980; Лаврентьева, 1981), Ладужской формации, а также Алданского, Сутамского и Чогарского комплексов, расположенных в различных частях Советского Союза (Перчук и др., 1981, 1983). Этот опыт прежде всего включил в себя методiku полевых, лабораторных и экспериментальных работ, которые позволяют из большого числа образцов выделить наиболее информативные с точки зрения эволюции метаморфизма и, применив микрозонд и минералогические термометры и барометры, оценить температуру, давление и летучести газовых компонентов в ходе развития каждого данного комплекса. Для метаморфических комплексов складчатых обрамлений щитов вообще и Русской платформы, в частности, такая работа не выполнялась. Это послужило толчком к постановке подобных исследований в районе Главного Кавказского хребта и Западных Карпат в 1982 г. Институтом экспериментальной минералогии АН СССР и Геологическим Институтом Словацкой АН СССР, как отмечалось выше, в рамках работ РГ 4.5. В полевых работах, помимо авторов этой статьи, принимали участие сотрудники ИГЕМ АН СССР С. П. Кориковский, А. Г. Гурбанов, А. М. Борсук, С. В. Чесноков, Л. Даношевский и В. Виноград, а также сотрудники ГИН Сл. АН Я. Краль и Я. Спишак.

Микрозондовые исследования проводились на приборах „Geolsuperprobe—733“ и „Geol—JXA5A“ в Братиславе и „Camebax“ — в ИЭМ АН СССР (Черноголовка). Первый из них работает в автоматическом режиме зондирования посредством четырех спектрометров с внутренними стандартами. Второй обладает тремя спектрометрами ручного режима, но отличается хорошей стабильностью. Третий осуществляет локальный микроанализ сразу на 11 элементах пучком электронов в 1 микрон (плюс зона возбуждения 2 микрона) с помощью энергодисперсного счетчика полупроводникового детектора.

Хорошее качество препаратов и надежная работа аппаратуры дали возможность получить результаты нескольких сотен анализов, которые легли в основу оценки термодинамического режима метаморфизма изученных районов. В общей сложности было отобрано около 300 образцов, из которых лишь 22 подверглись микрозондовому анализу. Кроме того, для оценки термодинамического режима гранитизации были использованы микрозондовые данные Нгуен Вьет И, любезно переданные в наше распоряжение. Таким образом для района Большого Кавказа мы располагали анализами минералов, а для Зап. Карпат (включая Низкие и Высокие Татры) — 5 образцов. Этого материала оказалось достаточно для решения поставленной задачи.

Методика полевых и лабораторных исследований

Полевые работы проводились на предварительно хорошо откартированных и изученных петрографически объектах (Мгалоблишвили, 1980; Шенгелиа, 1972). В каждом обнажении отбиралось несколько образцов метаморфических пород и/или гранитоидов. Затем непосредственно в полевых условиях¹ каменный материал расшлифовывался, просматривался под микроскопом и

1) Изготовление шлифов в полевых условиях осуществлялось лишь на территории Кавказа.

подбирались информативные парагенезисы, на основе которых в дальнейшем реставрировалась история изменения термодинамических параметров на прогрессивном и регрессивном этапах метаморфизма. Шлифы для микрозондового анализа приготавливались на основе эпоксидной смолы и полировали алмазными пастами на автоматическом шлифовально-полировальном станке „Montasupal“ (производство ГДР).

После подробного описания шлифа в нем выбирались наиболее интересные и важные участки для микрозондирования. Эта процедура осуществлялась на намеченной площади шлифа со целью определения химической зональности в крупных зернах минералов и выявления корреляции состава отдельных зон с мелкими генерациями тех же фаз в матрице породы. Предварительно производились зарисовки участков шлифов с помощью рисовального аппарата РА-1.

Результаты микрозондового анализа интерпретировались в виде профилей состава, либо путем расчета изоплет магнезиальностей (или железистостей) в пределах каждого зерна данного минерала.

В основу термометрии и барометрии минеральных ассоциаций была положена гипотеза о равновесности центральных зон сосуществующих минералов на ранних стадиях эволюции метаморфизма и краевых контактирующих зон тех же минералов — на конечных стадиях этой эволюции.

Для оценки РТ параметров использовалось минеральных равновесий — геотермометров и геобарометров, выведенных теоретически и экспериментально (Перчук, 1970; Перчук и др., 1983 Perchuk, 1977). Однако, прежде чем записать здесь основные уравнения, необходимо привести некоторые условные обозначения и символы, которые будут использованы в тексте.

Термодинамические величины

- N_i^M — мольный процент компонента i в минерале M
 X_i^M — мольная доля, $N_i^M/100$.
 C_i — концентрация компонента i , вес. %
 T — абсолютная температура, °K
 t — температура, °C
 P — давление, бар
 K_i — коэффициент разделения компонента i между минералами
 K_D — коэффициент распределения компонента i между минералами перменного состава
 R — газовая постоянная
 f_i — фугитивность газа
 ΔV — объемный эффект реакции

Символы минералов

- | | |
|-----------------|----------------|
| Ab — альбит | Ky — кшнит |
| Am — амфибол | Mt — магнетит |
| An — анортит | Mu — мусковит |
| And — андалузит | Ol — оливин |
| Bi — биотит | Or — ортоклаз |
| Cal — кальцит | Phl — флогопит |

Chl — хлорит	Pl ₂₅ — плагиоклаз и содержание в нем
Cor — кордиерит	An
Срх — клинопироксен	Pyr — пироп
Ер — эпидот	Qz — кварц
Fsp — щелочной полевой шпат	Ru — рутил
Gr — гранат	Sil — силлиманит
Gros — гроссуляр	Sp — шпинель
Il — ильменит	Sph — сфен
	St — ставролит
	Zo — цоизит

Для оценки температуры мы использовали следующие минералогические термометры, экспериментальная калибровка которых была завершена лишь недавно (Лаврентьева — Перчук, 1981 а, б).

1. Кордиерит-гранатовый термометр:

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{3126 + 0,0178 (P - 6000)}{\ln K_D + 1,287} - 273, \quad (1)$$

где P — в барах, а $\ln K_D = \left(\frac{X_{\text{Mg}}}{1 - X_{\text{Mg}}} \right)^{\text{Cor}} \left(\frac{1 - X_{\text{Mg}}}{X_{\text{Mg}}} \right)^{\text{Gr}}$, $X_{\text{Mg}} = \text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe} +$
 $+ \text{Mn}$.

Коэффициент линейной корреляции между $\ln K_D$ и $t^{\circ}\text{C}$ $r = 0,999$ точность $\pm 11^{\circ}\text{C}$. Поскольку величина ΔV очень мала, поправкой уравнения (1) на давление можно пренебречь.

2. Биотит-гранатовый термометр по уточненным экспериментальным данным (Перчук и др., 1983) может быть выражен следующим уравнением:

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{3947,9 - 0,012 (P - 6000)}{\ln K_D + 2,868} - 273, \quad (2)$$

где $\ln K_D = \left(\frac{X_{\text{Mg}}}{1 - X_{\text{Mg}}} \right)^{\text{Bi}} \left(\frac{1 - X_{\text{Mg}}}{X_{\text{Mg}}} \right)^{\text{Gr}}$ для обменного равновесия $\text{Bi}_{\text{Fe}} +$
 $+ \text{Gr}_{\text{Mg}} = \text{Gr}_{\text{Fe}} + \text{Bi}_{\text{Mg}}$ в котором $\Delta V = -0,103$ кал/бар.

В случае изоморфизма $\text{Mn} \rightleftharpoons \text{Mg} + \text{Fe}$ для граната в уравнении (2) должна быть произведена корреляция (Перчук, 1981 с): к нему следует добавить член $252,25 (X_{\text{Gr}_{\text{Mn}}} - 0,035)$, где $X_{\text{Gr}_{\text{Mn}}} = \text{Mn}/\text{Mn} + \text{Mg} + \text{Fe}$. Эта корреляция особенно необходима для парагенезисов пород из ставролитовой фации метаморфизма, который и подверглись анализу в этой работе.

3. Ставролит-гранатовый термометр (Перчук, 1969; Федькин и др., 1983) не подвергался экспериментальной калибровке, но по уточненным данным (на основе $\text{Bi} + \text{Gr}$ из парагенезиса со St) температура коррелируется с коэффициентом распределения по уравнению:

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{3543,6}{\ln K_D + 3,878} - 273 \quad (3)$$

где

$$K_D = \left(\frac{X_{Mg}}{1 - X_{Mg}} \right)^{St} \left(\frac{1 - X_{Mg}}{X_{Mg}} \right)^{Gr}$$

4. Амфибол-гранатовый и амфибол-плагноклазовый термометры (Перчук, 1966; 1967; Плюснина, 1983).

Для оценки давления мы использовали парагенезис $Cor + Gr + Sil + Qz$, коэффициент разделения для которого экспериментально откалиброван как функция давления (Аранович — Подлесский, 1981; Перчук и др., 1983):

$$P = T (13,174 - 4,312 \ln K_{Mg}) - 2463,3 \text{ бар} \quad (4)$$

где $\bar{K}_{Mg} = X_{Mg}^{Cor} / X_{Mg}^{Gr}$, а T оценивается по (1) в реакции



Кроме того, для оценки P мы также использовали парагенезис $Bi + Gr + Mu + Sil + Qz$ (Перчук, 1973, 1983; Perchuk, 1977), который с учетом коррекции на повышенное содержание Mn в Gr имеет вид:

$$P = 11,43 - 6,41 \ln(N_{Mg}^{Bi} / N_{Mg}^{Gr}) + 0,092 (N_{Mn}^{Gr} - 3,5) \text{ кб} \quad (6)$$

где $N_{Mn}^{Gr} = 100 \text{ Mn} / (\text{Mn} + \text{Mg} + \text{Fe})$

В сочетании с уравнением (2) по нему не сложно рассчитать давление, если в парагенезисе данного образца присутствуют все указанные минералы.

Таким образом, мы обладали вполне достаточной аналитической и инструментальной основой для решения поставленной задачи.

Результаты

Аналитические результаты по своему объему не одинаковы для Большого Кавказа и Западных Карпат. Хотя они и отражают условия метаморфизма близких по составу пород, целесообразно дать их раздельное описание, а затем, в специальном разделе этой статьи провести сопоставление.

1. Зона Главного Кавказского хребта

Геологическая структура Большого Кавказа является частью гигантского по протяженности альпийского подвижного пояса: главные этапы ее развития связаны с тектоническим режимом альпийского орогенеза. Однако, геосинклинальный режим существовал здесь с верхнего докембрия (?) до карбона. При этом геологическими разрезами фиксируется последовательная миграция эвгеосинклинальных прогибов и сопряженных с ними многоэосинклинальных зон от периферии южной части Русской платформы на юг, в сторону Закавказья. Эта миграция осуществлялась дискретно в течении всего фанерозоя и фиксируется рядом структурно-фациальных зон субширотного простирания, разделяющиеся

глубинными разломами и характеризующиеся специфическим магматизмом. В ходе альпийского орогенеза наблюдалось омоложение глубинных разломов, вертикальное перемещение блоков, а в ряде случаев — образование крупных надвыговых структур (Шемпелев, 1982). Замечательной особенностью этой эпохи активации следует считать отсутствие какого-либо метаморфизма пород, дислоцированных альпийским орогенезом. Все метаморфические породы, обнажаются в зоне Главного Кавказского хребта, а также в некоторых районах Закавказья, принадлежат к амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям средней глубинности и по степени метаморфизма могут быть скоррелированы с породами Удокано-Становой зоны (протерозой), окаймляющей с юга Алданский щит и развитые по архейским гранулитам гиперстен-силлиманитовой фации (Кориковский, 1967; Перчук и др., 1983).

Блоковое строение структурно-фациальных зон, порожденное альпийским тектоногенезом привело к тому, что в пределах каждой из них на одном гипсометрическом уровне обнажаются породы разных метаморфических фаций и разнотипные магматические комплексы. Нередко также мозаичное строение приводит к значительным затруднениям в оценке закономерностей распределения метаморфических фаций в пространстве и принимается некоторыми геологами за метаморфическую зональность типа Барроу. Такая зональность действительно существует на Кавказе и однозначно доказана, например, для района р. Клыч, что на южном склоне Главного Кавказского хребта (Шенгелиа — Кецохвели, 1982). Трудно было установить сколько этапов метаморфизма претерпели породы Главного Кавказского хребта. На этот вопрос могут ответить лишь детальные парагенетические исследования, основанные на микронизировании фаз переменного состава и оценке термодинамических условий минеральных равновесий для пород из различных районов этого крупного региона, — задача, явившаяся предметом нашего исследования. Однако, полевые исследования привели нас к заключению, что лишь один региональный метаморфизм (додевонский) проявлен на Кавказе в полной мере. Не исключена возможность контактового метаморфизма в связи с гранитоидными интрузиями верхнего палеозоя и мезозоя. Однако, изучение метапелитов — ксенолитов из этих интрузий, как будет показано ниже, указывает на полную индифферентность их минерального и химического состава к вмещающим гранитам.

Перейдем к систематическому изложению результатов петрологических исследований. В таблице 1 приведены данные по минеральным парагенезисам изученных образцов, состав фаз в которых изучен на микрозонде. Эти образцы отобраны из метапелитов, metabазитов и гранитоидов так называемой Буульгенской серии, протягивающейся в субширотном направлении, вдоль водораздела Главного Кавказского хребта. Опробование осуществлялось вкост залегающих пород этой серии, по долинам рек Аманаус, Чотча, Буульген, Гоначхир и в левом борту ледникового трога Алибек.

Образец К-12-13 (см. табл. 1) — полосчатый двуслюдянный сланец. Полосчатость в нем обусловлена чередованием двуслюдяных слоев с гранат-ставролитовыми. Это значит, что первичноосадочная порода была контрастно расслоена по химизму и, в первую очередь различия наблюдались в содержании Al, Fe и Mg. В местах соприкосновения слоев и в Gr-St прослойках встречаются Bi, Mu, Qz, Chl, Pl и Cor. Наиболее интересны взаимоотношения Cor с Gr, St и Bi. Повсеместно Cor развивается в контактах St и Gr, а также по трещинам проникает в зерна Bi, Gr, St и даже Mu. Иначе говоря, в присутствии Mu + Qz

Т а б л и ц а 1
Минеральные ассоциации метаморфических пород Главного Кавказского хребта и Западных Кавказов подвергшиеся детальному микроскопическому анализу

№ образца	Порода	Gr	Bi	St	Cor	Am	Минералы			FeSp	Mu	Zo	Chl	П	Mt	Ap	Район	Рис. №
K-12-13	мстапелит	+	+	+	+		Кавказ				+		+		+		левый борт ледн. долины Алибек	1,2
K-12-6	мстабазит	++	++	+		+	+	+	+		+				+	+	— " —	3
K-14-13	мстапелит	++	++				+	+	+								урочище Аманаус	2,4
K-14-6	мстабазит	+	+			+	+	+	+							+	левый борт долины реки	5
DB220/3	мстапелит	++	++	++			+	+	+								— " —	6,7
DB217/3	мстапелит	++	++	++	+		+	+	+								— " —	6
DB261/1*	мстапелит	++	++	++			+	+	+					+			— " —	8
K-21-3*	мстапелит	++	++				+	+	+								левый берег ледн. долины Джан Туган, верховья Аддысу	—
DB96*	мстапелит	++	++				+	+	+	+				+	+		— " —	—
DB62/2*	мстапелит	+	+				+	+	+	+							Низовья р. Аддысу	8
K-16-10	мстапелит	+	+		+		+	+	+	+			+				р. Баксан, 72 км дороги урочище Башил Аузуу (верховья Чегема)	9
CS-2/4	мстапелит	++	++	+			Западные Карпаты (Чехословакия)				+						Малые Карпаты	11
CS-8/2	мгмалит	++	++				+	+	+				+			+	Малая Фатра, Мартинские Голы	12
CS-8/1	амфибо-	++	++			++	+	+	+			++				++	— " —	13
CS-6	амфибо-	++	++			++	+	+	+								Низкие Татры, с. Яраба	14
CS-7/2	амфибо-	+	+			+	+	+	+								Высокие Татры, долина Кобыльеото потока	16

* Звездочкой помечены метapelиты из ксенолитов, захваченных гранитной магмой.

наблюдается корднеритизация $St_{15} - Gr_{17} - Bi_{40}$ парагенезиса с образованием ассоциации $Cor_{56-59} + Gr_{8-10} + Bi_{42}$. При этом, состав St практически не изменяется (см. табл. 2, 3 и рис. 1), либо N_{Mg} к краям зерен очень слабо возрастает (на 1—1,5 %), либо остается без изменений. Bi в контакте с Cor снижает магнезиальность на 2—2,5 мол. %. Наиболее чувствителен к процессу корднеритизации оказался гранат, магнезиальность которого в краях зерен достигает 8

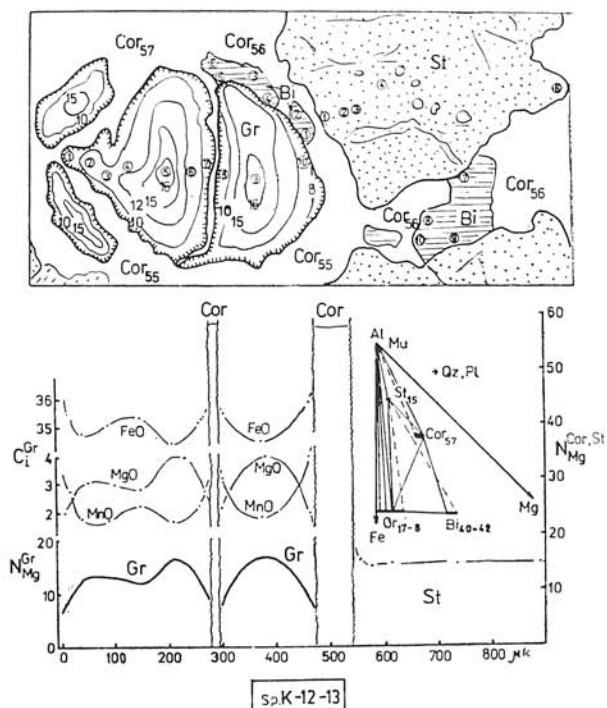


Рис. 1. Реакционные взаимоотношения минералов в образце метapelита K-12-13 (ледник Алибек, Главный Кавказский хребет). St_{15} становится неустойчивым в парагенезисе с Gr_{17} и Bi_{40} ($\pm Mu + Qz$). Вместо ассоциации $St_{15} + Bi_{40} + Qz$ возникает $Cor_{55-59} + Gr_{8-10} + Mu$.

Пояснения: Эти соотношения показаны на треугольнике состав парагенезис: пунктирным каннодам соответствует первый парагенезис ($t = 575^\circ C$), а сплошной — второй ($t = 490^\circ C$). На профиле видно симбатное изменение Fe и Mn замещающих Mg в Gr. Для оценки температуры использовалось ур-е (2). Номера точек соответствуют номерам анализов в табл. 1.

мол. %. При этом, крупные зерна Gr замещаются Cor по трещинам таким образом, что они разъедаются по периметру, становясь самостоятельными округлыми кристаллами. Эта „самостоятельность“ выражена в возникновении химической зональности в каждом отделившемся зерне Gr (см. рис. 1). Очень важно и то, что при общем снижении N_{Mg}^{Gr} у контактов с зернами Bi зональность в Gr практически не развивается: вариации фиксируются в пределах 2—3 %.

Таблица 2

Локальные рентгеноспектральные анализы минералов в метаморфических породах Главного Кавказского хребта

Окисел	Образец № К-12-13 (см. рис. 1)										
	гранаты (номера точек в зернах)										
	1	2	3	4	5	7	6	8	9	10	11
SiO ₂	37,07	37,61	37,48	36,75	37,40	37,41	37,41	37,18	37,63	36,91	37,14
Al ₂ O ₃	20,95	20,96	21,05	21,03	21,13	20,97	21,10	21,09	21,43	20,90	21,17
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,05	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
FeO	35,53	34,82	35,02	35,40	34,49	35,41	35,27	35,51	34,50	34,71	35,62
MgO	2,36	2,93	3,03	2,87	3,94	2,51	2,83	2,35	4,03	2,22	1,95
MnO	2,88	1,75	1,73	2,22	1,64	2,71	2,21	3,20	1,67	3,64	3,99
CaO	1,89	2,12	2,15	1,92	1,92	2,12	2,10	1,87	1,69	1,72	1,86
Сумма	100,69	99,64	100,49	100,21	100,51	101,18	100,93	101,21	100,92	100,13	101,74
Окисел	ставролиты (номера точек в зернах)										
	гранаты										
	12	13	14	15	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	37,09	37,12	37,31	37,32	27,78	27,31	27,83	27,85	27,67	27,92	28,06
Al ₂ O ₃	21,16	21,19	21,20	21,14	51,84	53,05	53,14	52,95	53,09	53,75	53,14
ZnO	—	—	—	—	0,12	0,11	0,12	0,11	0,17	0,17	0,18
FeO	35,98	34,44	33,76	33,95	14,91	14,76	14,46	14,44	14,25	13,91	14,26
MgO	2,28	3,82	3,84	3,95	1,62	1,48	1,51	1,48	1,46	1,44	1,46
MnO	3,09	1,12	1,11	1,13	0,14	0,21	0,16	0,18	0,18	0,21	0,23
CaO	1,70	1,66	2,22	1,94	—	—	—	—	0,01	—	0,01
Сумма	101,30	99,35	99,44	99,43	96,41	96,92	97,22	97,01	96,83	97,40	97,34

Образец К-12-13

Окисел	ставролиты										биотиты					
	8	9	10	11	12	1	2	3	4	5	6					
SiO ₂	27,88	27,86	27,94	27,01	27,99	35,88	35,65	34,61	35,73	36,32	36,38					
ZnO	0,15	0,19	0,21	0,20	0,20	—	—	—	—	—	—					
TiO ₂	—	—	—	—	—	0,71	0,63	1,03	1,11	1,08	1,08					
Al ₂ O ₃	53,54	53,30	53,45	53,77	53,76	21,99	22,01	21,88	21,46	22,26	22,12					
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0,04	0,03	0,03	0,07	0,04	0,06					
FeO	14,23	14,39	13,90	14,25	14,14	21,68	21,64	23,39	22,24	21,95	21,91					
MgO	1,44	1,45	1,46	1,43	1,39	9,12	8,86	8,89	9,10	9,07	8,74					
MnO	0,23	0,17	0,20	0,20	0,21	0,07	—	0,04	0,13	0,01	—					
CaO	—	—	—	—	—	—	0,02	—	—	—	—					
Na ₂ O	—	—	—	—	—	0,27	0,34	0,23	0,31	0,33	0,28					
K ₂ O	—	—	—	—	—	7,35	8,39	8,86	8,68	8,81	8,44					
Сумма	97,47	97,36	97,16	96,86	97,69	97,62	97,44	97,79	98,60	99,48	99,06					

Окисел	биотиты										муско- вит		кордиериты					
	7	8	9	10	11	12						1	5	6	8	9		
SiO ₂	34,14	35,66	36,11	35,78	36,52	36,39	48,3	47,9	48,0	48,0	48,0	47,9	48,0	48,0	48,8	49,0		
TiO ₂	0,93	1,43	1,87	1,62	1,78	2,01	1,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Al ₂ O ₃	22,14	21,89	21,81	21,84	21,15	21,06	37,0	33,9	33,9	33,6	33,5	33,9	33,9	33,6	33,5	33,5		
Cr ₂ O ₃	—	0,03	0,04	0,05	0,08	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
FeO	22,90	22,43	22,00	21,95	21,96	21,49	0,9	10,2	9,7	9,5	9,7	10,2	9,7	9,5	9,7	10,0		
MgO	9,12	8,55	8,40	8,29	8,45	8,01	—	7,1	7,6	8,1	7,3	7,1	7,6	8,1	7,3	7,2		
MnO	0,03	0,03	—	0,01	0,02	0,02	0,2	0,2	0,2	—	—	0,2	0,2	—	0,2	0,3		
Na ₂ O	0,22	0,27	0,32	0,29	0,30	0,28	1,2	0,7	0,5	0,8	0,4	0,7	0,5	—	—	—		
K ₂ O	7,35	8,39	8,86	8,68	8,61	8,44	10,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Сумма	96,83	98,68	99,44	98,50	98,86	97,77	100,0	100,0	99,9	100,0	99,9	100,0	99,9	100,0	99,9	100,0		

Продолжение таб. 2

Окисел	Образец К-14-13 (см. рис. 4)												
	г р а н а т ы (номера точек в зернах)												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	19		
SiO ₂	36,77	36,78	37,11	37,28	37,25	37,44	37,43	37,15	37,11	36,99	36,77		
Al ₂ O ₃	20,36	20,91	20,99	21,03	20,91	21,10	20,88	20,99	21,07	20,57	20,76		
Cr ₂ O ₃	—	0,03	0,03	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,03	—		
FeO	28,91	29,87	30,66	31,05	30,78	31,03	30,89	31,01	30,60	29,30	27,24		
MgO	2,17	2,59	2,91	3,20	3,41	3,62	3,57	3,61	2,87	2,29	2,08		
MnO	12,09	9,01	8,28	7,34	6,59	6,37	6,34	6,36	6,93	11,21	11,66		
CaO	1,01	1,09	1,13	1,33	1,33	1,44	1,15	1,22	1,12	1,17	0,84		
Сумма	101,3	100,3	101,1	101,2	100,3	101,0	100,3	100,4	99,72	101,7	99,35		
Окисел	г р а н а т ы												
	с т а в р о л и т												
	18	11	12	14	16	15	16	17	1	2	3		
SiO ₂	36,48	36,99	37,49	36,91	37,12	36,58	37,68	37,61	26,01	26,89	27,52		
ZnO	—	—	—	—	—	—	—	—	1,84	1,63	1,62		
Al ₂ O ₃	20,92	20,93	20,89	20,77	20,68	20,38	21,33	21,21	54,79	53,50	53,10		
FeO	28,46	26,17	30,66	27,87	28,67	28,36	31,23	31,12	12,26	12,01	12,21		
MgO	2,01	1,63	3,51	1,96	2,18	1,85	3,73	3,42	1,09	1,49	1,53		
MnO	12,58	12,82	7,57	13,14	11,45	12,64	5,91	6,97	1,04	0,83	0,73		
CaO	0,89	1,16	1,17	1,00	1,25	1,19	1,38	1,19	0,01	0,01	—		
Сумма	101,4	99,75	101,3	101,7	101,5	101,0	101,26	101,2	97,04	96,36	96,76		

Образец К-14-13											
Окисел	биотиты										
	4	5	6	7	8	9	4	2	3	1	
SiO ₂	27,50	27,19	27,26	27,10	26,99	27,04	37,41	37,09	37,86	36,89	
ZnO	1,63	1,61	1,56	1,59	1,60	1,64	—	—	—	—	
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	1,21	0,94	1,38	0,99	
Al ₂ O ₃	52,96	53,20	52,81	53,72	53,57	53,92	20,79	23,17	22,46	22,23	
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0,04	0,06	0,03	0,02	
FeO	12,33	12,36	11,88	12,30	12,35	11,99	19,21	19,21	19,43	19,07	
MgO	1,56	1,52	1,45	1,43	1,48	1,39	9,45	10,31	10,09	10,12	
MnO	0,81	0,89	0,83	0,86	0,80	0,82	0,24	0,21	0,12	0,16	
CaO	—	—	—	—	—	0,02	0,13	—	—	—	
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	0,28	0,31	0,27	0,30	
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	8,66	8,61	8,82	8,85	
Сумма	96,79	96,77	95,79	97,00	96,79	96,82	97,42	99,91	100,46	98,63	

Окисел	биотиты										
	7	6	5	8	9	10	11	12	1*	2	
SiO ₂	36,57	36,64	36,20	36,91	35,44	37,03	36,42	36,28	47,9	48,2	
TiO ₂	2,11	2,17	2,01	1,59	1,39	1,45	1,36	1,76	1,1	0,7	
Al ₂ O ₃	21,87	21,39	22,13	21,99	22,20	21,96	21,82	21,85	38,6	37,7	
Cr ₂ O ₃	0,07	0,03	0,04	0,06	0,05	0,04	0,09	0,05	—	—	
FeO	18,44	19,17	19,27	19,15	19,46	18,28	18,98	18,94	—	—	
MgO	9,35	9,58	10,15	10,25	11,21	10,08	10,42	10,28	—	—	
MnO	0,12	0,08	0,08	0,19	0,15	0,15	0,20	0,20	—	—	
CaO	0,03	—	0,01	0,04	0,04	—	—	0,01	—	0,4	
Na ₂ O	0,30	0,36	0,32	0,28	0,26	0,31	0,33	0,34	0,6	0,8	
K ₂ O	8,41	8,95	8,90	8,99	7,76	8,88	8,83	8,59	11,1	11,0	
Сумма	97,27	98,37	99,11	99,45	97,96	98,18	98,45	98,30	100,1	99,9	

Продолжение таб. 2

Образец ДВ—217/3			
Окислы	Chl*	Bi*	And
SiO ₂	29,5	33,8	37,5
TiO ₂	0,1	2,0	0,1
Al ₂ O ₃	15,8	21,3	61,0
Cr ₂ O ₃	0,2	0,0	0,1
FeO	26,4	27,4	1,2
MgO	27,6	9,2	0,0
CaO	—	0,0	0,1
K ₂ O	—	6,3	—
Сумма	100,0	100,0	100,0

* Приведено к 100 %

А в зернах Gr, включенных в кварц, N_{Mg} — величина постоянная во всем объеме этих зерен.

St и Bi, как и Gr резорбируются в процессе кордиеритизации. Причем, St также замещается Cor по трещинам с растаскиванием крупных зерен на отдельные самостоятельные зерна, состав которых при этом остается неизменным. Местами можно заметить, что Cor развивается по трещинкам даже в зернах Mu.

Проблема устойчивости парагенезисов $St + Cor + Mu + Qz$ и $Gr + Cor + Mu + Qz$ в регионально-метаморфических комплексах обсуждалась Кориновским (1979). Он рассмотрел эти парагенезисы как альтернативу ассоциации $Bi + Qz + Al_2SiO_5$ и пришел к выводу, что их стабильность в комплексах малой и умеренной глубинности обусловлена высокими концентрациями Mn в гранате (парагенезис $Gr + Cor + Mu + Qz$) или Zn в ставролите (парагенезис $St + Gr + Mu + Qz$). Как видно в табл. 1 и 2, эти условия не выполняются для случая обр. К-12-13. Здесь происходит смена ассоциации $Gr_{17} + St + Bi + Qz$ ассоциацией $Gr_{8-10} + Mu + Cor \pm Qz$ при изменении температуры и давления (Федькин, 1957). Мы располагаем достаточным объемом аналитических данных для оценки температуры и давления формирования парагенезиса $St_{15} + Gr_{17} + Bi_{40} + (Mu + Qz)$ и сменившей его ассоциации $St_{15} + Bi_{42} + (Gr_{8-10}) + Cor_{55-59} + Mu + Qz$.

Началу процесса кордиеритизации соответствует температура 575 °C (парагенезис $Gr_{10} + Cor_{55}$), а концу 500 °C (парагенезис $Gr_{8,5} + Cor_{59}$). Эти цифры получены по уравнению (1). Но мы можем оценить и температуру формирования ставролит-гранат-биотитового парагенезиса по формулам (2) и (3): $Bi_{40} + Gr_{16,6}$ дают температуру около 685 °C, а $St_{15} + Gr_{16,6} \sim 670$ °C, соответственно. Таким образом, процес кордиеритизации действительно протекает на фоне снижения температуры, но главным фактором является падение давления.

Величины Р для парагенезиса $St_{15} + Bi_{40} + Gr_{16,6} + Mu + Qz + Pl$ могут быть получены на основе уравнения реакции (5) по составам сосуществующих

Таблица 3
Кристаллохимические формулы минералов, рассчитанные на основе микроскопических анализов из таблицы 2

Элементы	Образец К-12-13										
	гранаты										
	1	2	3	4	5	7	6	8	9	10	11
Si	2,98	3,00	3,00	2,96	2,98	2,99	2,99	2,98	2,98	2,99	2,97
Al	1,99	2,00	1,99	2,00	1,98	1,98	1,99	1,99	2,00	1,99	1,99
Fe	2,39	2,34	2,35	2,38	2,30	2,37	2,36	2,38	2,28	2,35	2,38
Mg	0,28	0,35	0,36	0,35	0,47	0,30	0,34	0,28	0,48	0,27	0,23
Mn	0,20	0,12	0,12	0,15	0,11	0,18	0,15	0,22	0,11	0,25	0,27
Ca	0,16	0,18	0,18	0,17	0,16	0,18	0,18	0,16	0,14	0,15	0,16
X _{Mg}	0,099	0,125	0,128	0,120	0,163	0,105	0,119	0,097	0,166	0,093	0,081

Элементы	биотиты														
	гранаты														
	12	13	14	15	1	2	3	4	5	6	7	8	9		
Si	2,97	2,99	3,00	3,00	5,79	5,78	5,63	5,75	5,76	5,80	5,59	5,73	5,76		
Al	1,99	2,01	2,01	2,00	4,18	4,20	4,20	4,07	4,16	4,15	4,28	4,15	4,10		
Ti	—	—	—	—	0,09	0,08	0,13	0,13	0,13	0,13	0,11	0,17	0,22		
Fe	2,41	2,32	2,27	2,28	2,92	2,93	3,18	2,99	2,91	2,92	3,14	3,01	2,93		
Mg	0,27	0,46	0,46	0,47	2,19	2,14	2,16	2,18	2,15	2,08	2,23	2,05	2,00		
Mn	0,21	0,08	0,08	0,08	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Ca	0,15	0,14	0,19	0,17	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Na	—	—	—	—	0,08	0,11	0,07	0,10	0,10	0,09	0,07	0,08	0,10		
K	—	—	—	—	1,62	1,71	1,60	1,74	1,71	1,73	1,54	1,72	1,80		
X _{Mg}	0,09	0,16	0,16	0,17	0,43	0,42	0,40	0,42	0,42	0,42	0,42	0,40	0,41		

Элементы	Обр. К-12-13			Образец К-14-13									
	биотиты			биотиты*									
	10	11	12	4	2	3	1	7	6	5	8	9	10
Si	5,76	5,85	5,87	6,00	5,78	5,87	5,84	5,84	5,83	5,72	5,80	5,65	5,87
Ti	0,20	0,21	0,24	0,15	0,11	0,16	0,12	0,25	0,26	0,24	0,19	0,17	0,17
Al	4,14	3,99	4,01	3,93	4,25	4,10	4,15	4,12	4,01	4,12	4,08	4,17	4,10
Fe	2,95	2,94	2,90	2,58	2,50	2,52	2,52	2,46	2,55	2,55	2,52	2,59	2,42
Mg	1,99	2,02	1,93	2,26	2,39	2,33	2,39	2,23	2,27	2,39	2,40	2,66	2,38
Mn	—	—	—	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
Na	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,08	0,09	0,09	0,11	0,10	0,08	0,08	0,09
K	1,78	1,76	1,74	1,77	1,71	1,74	1,79	1,71	1,82	1,79	1,80	1,58	1,79
X _{Mg}	0,40	0,41	0,40	0,46	0,49	0,48	0,48	0,47	0,47	0,48	0,49	0,50	0,49
гранаты													
Элементы	биотиты		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	19
	11	12											
Si	5,79	5,77	2,96	2,97	2,97	2,97	3,07	2,98	3,00	2,97	3,00	2,96	3,00
Ti	0,16	0,21	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al	4,09	4,09	1,93	1,99	1,98	1,97	2,03	1,98	1,97	1,96	2,01	1,94	1,99
Fe	2,52	2,52	1,94	2,02	2,05	2,07	2,12	2,07	2,07	2,08	2,07	1,96	1,86
Mg	2,47	2,44	0,26	0,31	0,35	0,38	0,42	0,43	0,43	0,43	0,35	0,27	0,25
Mn	0,03	0,03	0,82	0,62	0,56	0,49	0,24	0,43	0,43	0,43	0,47	0,76	0,81
Na	0,10	0,10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ca	—	—	0,09	0,09	0,10	0,11	0,12	0,12	0,12	0,11	0,10	0,10	0,07
K	1,79	1,74	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
X _{Mg}	0,49	0,49	0,09	0,11	0,12	0,13	0,15	0,15	0,15	0,15	0,12	0,09	0,09

* рассчитано на 24 кислорода.

Элементы	Образец К-14-13												
	гранаты							ставролит					
	18	11	12	13	14	15	16	17	1	2	3	4	
Si	2.93	3.02	2.98	2.96	2.98	2.96	2.98	2.98	7.45	7.60	7.85	7.85	7.85
Al	1.98	2.01	1.96	1.96	1.95	1.94	1.99	1.98	18.49	18.03	17.86	17.80	17.80
Fe	1.91	1.78	2.04	1.87	1.92	1.92	2.07	2.07	2.94	2.87	2.91	2.94	2.94
Mg	0.24	0.20	0.42	0.23	0.26	0.22	0.44	0.41	0.47	0.63	0.65	0.67	0.67
Mn	0.86	0.89	0.51	0.89	0.78	0.86	0.40	0.47	0.25	0.00	0.19	0.20	0.20
Ca	0.08	0.10	0.10	0.09	0.11	0.10	0.12	0.10	0.39	0.35	0.34	0.34	0.34
X _{Mg}	0.08	0.07	0.14	0.08	0.09	0.07	0.15	0.14	0.13	0.17	0.17	0.18	0.18

Элементы	К-14-13							К-12-13			
	Pl			Pl			Pl	Pl		Pl	Pl
	1	2	3	4	11	12		1	2		
Si	2.77	2.69	2.70	2.69	2.82	2.85	2.71	2.71	2.71	2.71	2.71
Al	1.19	1.22	1.23	1.23	1.20	1.19	1.30	1.30	1.27	1.27	1.27
Ca	0.24	0.26	0.29	0.30	0.21	0.21	0.30	0.30	0.29	0.29	0.29
Na	0.80	0.83	0.78	0.78	0.76	0.74	0.69	0.69	0.71	0.71	0.71
X _{Ca}	0.231	0.239	0.271	0.278	0.216	0.221	0.30	0.30	0.29	0.29	0.29

Продолжение таб. 3

Элементы	K-16-10									
	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr
	4	10	15	18	20	28	31			
Si	3,00	2,98	2,97	2,99	3,00	3,09	3,14			
Al	2,05	2,05	2,08	2,03	2,04	2,02	2,00			
Fe	2,21	2,20	2,33	2,27	2,21	2,32	2,33			
Mg	0,55	0,60	0,44	0,49	0,52	0,37	0,34			
Mn	0,11	0,09	0,11	0,11	0,10	0,12	0,12			
Ca	0,08	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,06			
X _{Mg}	0,192	0,208	0,153	0,171	0,184	0,132	0,122			
Элементы	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi
	11	13	12	14	17	21	29	30	32	34
Si	2,73	2,70	2,67	2,73	2,72	2,77	2,77	2,77	2,71	2,79
Ti	0,17	0,30	0,30	0,28	0,29	0,30	0,16	0,17	0,17	0,26
Al	1,73	1,71	1,82	1,71	1,66	1,67	1,93	1,81	1,82	1,80
Fe	1,07	1,07	1,26	1,12	1,01	0,97	1,16	1,12	1,21	1,19
Mg	1,23	1,11	1,35	1,15	1,25	1,25	1,04	1,17	1,37	0,94
Mn	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	—	—	—
Ca	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	—	—	0,01	—	—
K	1,03	1,03	0,69	1,02	0,99	1,03	0,92	0,95	0,72	1,03
Na	0,00	0,07	0,00	0,00	0,05	—	—	—	—	—
X _{Mg}	0,532	0,509	0,511	0,507	0,553	0,563	0,468	0,511	0,531	0,443

Элементы	217/3											
	Cor	Cor	Cor	Cor	Cor	Cor	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr
	1	2	37	38	39	4	8	9	18	22		
Si	4,98	4,98	5,15	5,13	5,06	2,90	2,90	2,94	2,95	2,95		
Al	4,08	4,08	4,03	4,05	4,07	1,98	2,02	2,04	1,99	2,03		
Fe	0,70	0,66	0,67	0,63	0,67	1,84	1,85	1,80	1,80	1,79		
Mg	1,21	1,24	1,14	1,19	1,18	0,30	0,32	0,28	0,27	0,25		
Mn	0,03	0,03	0,01	0,01	0,02	0,81	0,74	0,82	0,85	0,83		
Ca	—	—	—	—	—	0,16	0,16	0,11	0,15	0,15		
X _{Mg}	0,624	0,642	0,626	0,650	0,631	0,102	0,111	0,130	0,091	0,087		
Элементы	Bi	Bi	Bi	St	St	St	St	St	St	St	St	St
	14	11	21	2	10	16	23	24				
Si	2,63	2,78	2,69	1,67	1,67	1,67	1,66	1,73				
Ti	0,10	0,14	—	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03				
Al	1,79	1,78	1,89	4,21	4,21	4,11	4,13	4,16				
Fe	1,21	1,14	1,14	0,83	0,79	0,77	0,78	0,79				
Mg	1,20	1,19	1,18	0,22	0,22	0,26	0,24	0,19				
Mn	0,02	0,01	0,02	0,04	0,04	0,06	0,05	0,06				
Na	0,17	0,10	0,09	0,00	0,05	0,10	0,11	0,04				
K	0,86	0,85	0,88	0,00	—	—	—	—				
X _{Mg}	0,494	0,508	0,505	0,200	0,210	0,236	0,223	0,185				

Bi, Gr, Pl² и Mu (Аранович, 1983). И по конечному значению этих составов (в парагенезисе с Cor) можно оценить значение давления на завершающем этапе формирования породы. Если же допустить что состав Gr изменяется сопряженно с падением давления и температуры то можно получить тренд изменения этих параметров при воздымании Буульгенского блока, вплоть до его стабилизации на малых глубинах. Этот тренд выведен на диаграмме рис. 2.

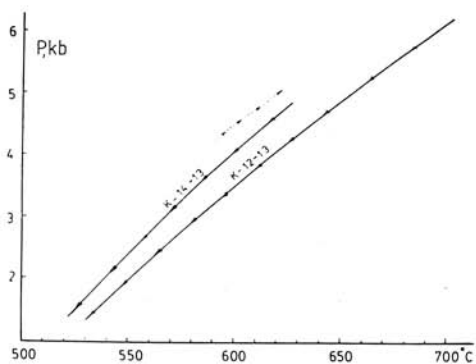


Рис. 2. Эволюция параметров метаморфизма пелитов, выведенная из анализа парагенезисов обр. К-12-13 (Алибек, Кавказ, см. рис. 1) и К-14-13 (Аманаус, Кавказ) на основе метода фазового соответствия.

В том же районе был отобран метабазит К-12-6 (см. табл. 1). Это также тонко полосчатая порода; в некоторых ее слоях содержится биотит, но в основном — это гранатовый амфиболит, состав минералов в котором изменяется в соответствии с профилем „а“ (рис. 3). Совершенно очевидно, что центральная часть зерна Gr представлена более железистыми составами (с содержанием Mn до 2,8 вес. %), Am наоборот имеет более магниезиальное ядро (см. табл. 3 и рис. 3а). В соответствии с общим принципом фазового соответствия такая зональность отражает процесс, происходящий при повышении температуры. Действительно, по Am-Gr термометру центральным частям зерен соответствует температура 630 °C, а краевым более 900 °C (Перчук, 1970). Однако, эти оценки не могут быть признаны удовлетворительными, так как в высокожелезистой части системы Am-Gr термометр весьма не точный, а составы сосуществующих в обр. К-12-6 минералов резко отличаются от статистических, на которых этот термометр основан. Но так или иначе, в этом образце отражена история прогрессивного метаморфизма Буульгенской серии, когда этот блок был опущен на большие глубины и подвергался высокотемпературной переработке.

Достаточно детальный геологический разрез вкрест простирания Буульгенской серии был сделан по реке Аманаус. Здесь также наблюдается переслаивание метапелитов с метабазами. Первые представлены ставролитовыми сланцами, а вторые — амфиболитами.

Интересные соотношения минералов наблюдаются в полосчатом ставролит-гранат-биотит-мусковит-кварцевом сланце К-14-13 (см. табл. 1). Полосчатость обусловлена скоплениями слюд с Sil (фибrolитом). Кристаллы Gr и St мелкие (0,5—1 мм) идиоморфной огранки. Gr обладает ростовой зональностью: ядро более магниезиальное края марганцовистые (табл. 2 и 3, рис. 3б). Микрозон-

2) Кристаллические формулы Pl приведены в табл. 3.

довый профиль через зерно граната (см. рис. 3) отражают историю формирования парагенезиса. Очевидно, что первоначально процесс метаморфизма протекал на фоне возрастания РТ-параметров (возрастает N^{Gr}_{Mg} , а также концентрация MgO и FeO , но снижается MnO). Видимо, на прогрессивном этапе метаморфизма краевые зоны гранатов были достаточно маггнезиальными и бедными MnO . Однако, этот этап почти не зафиксирован зональностью. В ходе

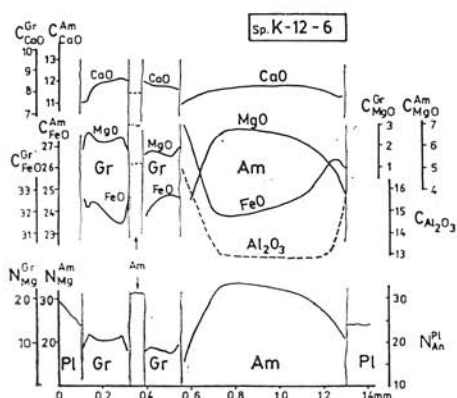


Рис. 3. Микрозондовый профиль через участок шлифа в образце К-12-6.

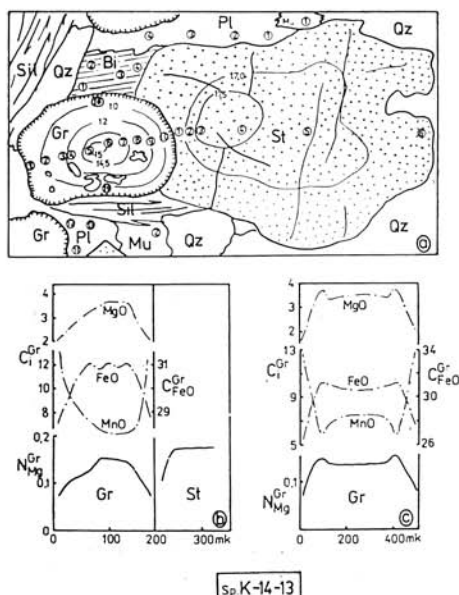


Рис. 4. Взаимоотношения и вариации составов минералов в одном из участков шлифа К-14-13. Видна весьма обычная регрессивная зональность в Gr с изоморфизмом по схеме $Mn = Mg + Fe$.
Пояснения: а — зарисовка участка шлифа и б — профиль через этот участок, с — сложный тип зональности в Gr.

ретроградного метаморфизма эти зоны растворились и вместо них образовались новые, обогащенные Mn. Сравнивая профили на рис. 4 с профилями через Gr на рис. 1, легко заметить, что в описываемом гранате проявлен иной тип изоморфизма: $Mn = Mg + Fe$. Причем концентрация MnO достигает аномально высоких значений (до 12 мас. %). В St также повышены концентрации MnO (до 1 %) и ZnO (до 1,8 %). Следует обратить внимание на то, что вновь образованная зона не содержит никаких включений, тогда как центральная зона переполнена ими (Qz, Pl, Il, Sil). Но в ряде других зерен можно обнаружить включения и в средних их частях. Тогда нет никаких признаков прогрессивного этапа метаморфизма, — фиксируется обычно некоторый промежуточный этап

регрессивного. Такой пример можно привести в том же шлифе, но в другом его участке (см. профиль на „b“ на рис. 4). Здесь Gr контактирует со St и Bi, а матрица выполнена Qz, Sil, Mu и Pl. Составы последних двух приведены в таблице 3 в виде кристаллохимических формул, а St, Gr и Bi — в табл. 3 и 2.

На рис. 4 приведена зарисовка участка шлифа, наблюдаются рассмотренные выше соотношения, возникающие на спаде температуры и, вероятно, давления. Как видно на профилях (рис. 4) и в табл. 2 концентрации MnO в Gr очень высоки и приложение St-Gr и Bi-Gr минералогических термометров и барометров в их обычных выражениях (1) и (3) не возможны из-за очевидного проявления изоморфизма по схеме $Mn = Fe + Mg$. Для биотит-гранатового термометра такая поправка была сделана путем введения коррекции на величину 252,25 ($X_{Mn}^{Gr} - 0,035$). Привлекая данные рис. 3b и 4 (см. табл. 3), находим:

X_{Mg}^{Bi}	X_{Mg}^{Gr}	N_{Mn}^{Gr}	$t^{\circ}C$	P, кб	Сопряженные точки (Bi + Gr)
0,470	0,418	15,1	634	5,09	6 + 16 (центры)
0,486	0,106	20,9	569	3,26	2 + 2 (середины)
0,505	0,069	30,8	515	1,18	9 + 11 (кая)

Для St-Gr термометра такая коррекция не была сделана. Поэтому значения температуры, получаемые с его помощью (см. формулу (3)) нельзя признать надежными, хотя они и близки к полученным выше

X_{Mg}^{St}	X_{Mg}^{Gr}	X_{Mn}^{Gr}	$t^{\circ}C$	Сопряженные точки (St + Gr)
0,167	0,151	0,085	613	8 + 5 (центры)
0,175	0,151	0,085	600	4 + 5 (центры)
0,169	0,091	0,253	500	6 + 10 (края)

Поскольку в породе имеются Pl и Mu, составы которых определены (см. табл. 3), мы произвели оценку давления по формуле Арановича (1983), выведенной для у-я реакции (5). Это дало возможность наметить тренд РТ параметров регрессивного этапа метаморфизма в этом образце. В сравнении с метапелитом К-13-12 из ущелья Алибек, этот тренд показан на диаграмме рис. 2.

Большая работа была проделана, чтобы выявить закономерности вариации составов сосуществующих минералов в гранатовом амфиболите К-14-6 (см. из урочища Аманаус. Это — тонко полосчатый амфиболовый сланец, в котором „полосы“ существенно амфиболового состава чередуются с гранатовыми и кварц-плагноклазовыми. Pl встречается в заметных количествах и в амфиболовых, и в гранатовых слоях. Более того, Am и Pl встречаются в виде включений в крупных, местами будинированных зернах Gr. Последний по резорбированным краям замещается биотитом и содержит значительное количество рудных включений. В некоторых случаях можно наблюдать перекристаллизацию Am таким образом, что он угнетает морфологию Gr и развивается по нему в виде удлиненных лейст. Встречаются и сростки Gr + Pl.

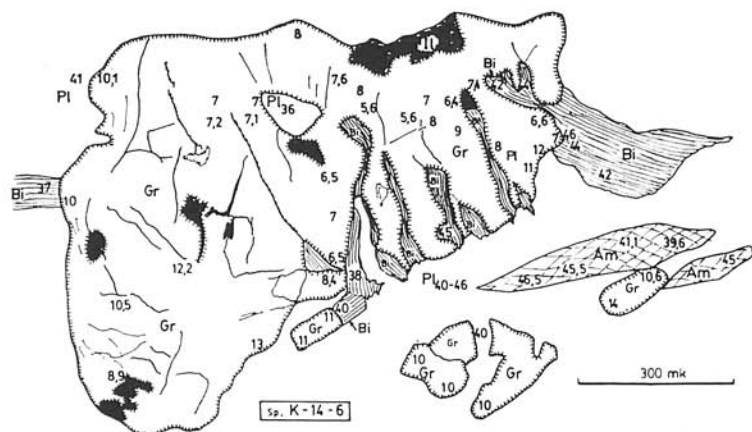


Рис. 5. Зарисовка участка шлифа К-14-6 с интерпретацией аналитических данных по составам минералов. Цифры — N_{Gr}^{Mg} , N_{Bi}^{Mg} и N_{Pl}^{Ca} .

Микрозондовым анализом фиксируется не вполне ясная (см. рис. 5) зональность в Gr. В одних случаях наблюдается возрастание N_{Gr}^{Mg} от центра одного и того же зерна к краю, в других частях картина обратная. Особенно четко это проявляется в крупных зернах. Am сравнительно выдержан по составу, но закономерные вариации содержания в нем Al и Fe наблюдаются по удлинению зерен. Так например, в пределах одного зерна Am размером в 400 мк N_{Mg} закономерно изменяется из края в край от 39,6 до 46,5 (см. рис. 5). Амфиболы вообще отличаются однонаправленным развитием зональности (в отличие от концентрической зональности, развитой в гранатах).

Аналитические данные для минералов из описываемого образца приведены в табл. 3 в виде кристаллохимических формул и их диспозиция в шлифе показана на зарисовке одного из его участков (см. рис. 5). Приведя в соответствие цифры зерен Gr с наиболее железистыми краями Am, а также используя данные по составам контактирующих Am с Gr и Gr с Bi, были рассчитаны следующие значения температуры:

Часть зерна	N_{Mg}^{Am}	X_{Mg}^{Gr}	$t^{\circ}C$	N_{Mg}^{Bi}	$t^{\circ}C$
центры	40	6,5	400	46	460
средние	45	12,2	530	46	570
сростки	54	11,0	420	—	—
края	41,8	10,5	520	38	600
—“—	—	11,0	—	40	594
врослки Bi					
в Gr	—	6,5	—	38	510
—“—	—	7,4	—	41,6	505

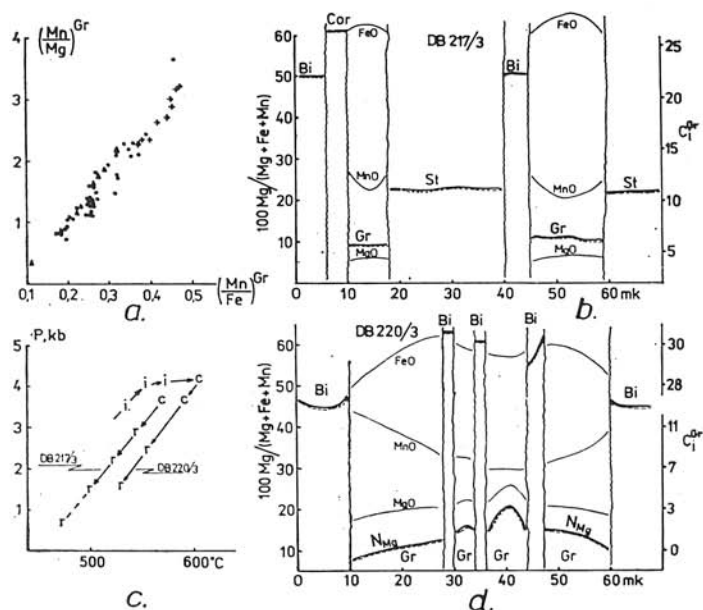


Рис. 6. Составы минералов в некоторых метapelитах Большого Кавказа и условия их метаморфизма.

Пояснения: Диаграмма „а“: светлые кружки соответствуют составам Gr из обр. DB 217/3, черные — из обр. DB 220/3, треугольники — из обр. 96.

Диаграммы „b“ и „d“ представляют профили химизма минералов в отдельных участках образцов DB 217/3 и DB 220/3, соответственно. На диаграмме „с“ представлены РТ тренды эволюции метаморфизма этих образцов: i — включения Bi в Gr, c — центры зерен Bi и Gr, r — края зерен.

Вырисовывается вполне отчетливая картина режима температуры в ходе эволюции этой породы: прогрессивный этап метаморфизма достигает пика при 600 °С, а затем температура снижается до 500 °С. Судя по РТ трендам, выведенным для переслаивающихся в длине р. Аманаус с рассматриваемыми амфиболитами, должна наблюдаться закономерная корреляция между температурой и давлением.

Образец ДВ-217/3 по минеральному составу — аналог обр. К-12-13 (см. табл. 1), но в нем достаточно широко развит Sil. Характер реакционных соотношений между минералами также напоминает образец из Алибека: St повсеместно замещается Cor и в этих случаях кордиерит образует каймы вокруг очень мелких идиоморфных зерен граната. При этом образуются новые кристаллы рудных минералов (Mt и Il), оседающие местами у контактов между St и Cor. В отличие от обр. К-12-13 здесь гранат содержит очень высокие концентрации Mn, изоморфно замещающего как Fe, так и Mg (см. рис. 6,b). На профиле „b“ рис. 6 видно, что зерна граната имеют слабо выраженную зональность причем изоморфизм проявлен на схеме $Mn = Fe + Mg$ с преимущественным замещением $Mn = Fe$. И хотя эта зональность в Gr не очень выразительная, там не менее она отражает эволюцию РТ параметров метаморфизма. Используя аналитические данные табл. 3, представленные в виде кристаллохимических формул минералов, и их соотношения в сланце — с профиля „b“ на рис. 6 находим

Часть зерна	X_{Mg}^{Bi}	X_{Mg}^{St}	X_{Mg}^{Cor}	X_{Mg}^{Gr}	t °C	P,
центры	0,5	—	—	0,11	575	3,58
края	0,505	—	—	0,09	542	2,90
края	—	—	0,612	0,10	500	(1,37)
края	—	0,21	—	0,13	523	—
края	—	0,21	—	0,10	473	—

В этом образце также наблюдается развитие кордиеритовых кайм вокруг граната на спаде РТ-параметров метаморфизма. Однако, следует оговориться, что оценка этих параметров по Cor-Gr термометру и барометру не вполне достоверны, т.к. уравнения (1) и (4) основаны на экспериментах с безмарганцовистыми гранатами. Но сопоставление полученных цифр t °C с обр. К-12-13, где Gr практически не содержит Mn, указывает на полное их соотношение: и в том и в другом случаях окончательная температура Cor-Gr равновесия (края зерен) установилась при 500 °C, а наиболее высокие значения t° соответствуют 575 °C. В рассматриваемом образце эта температура оценена по Bi-Gr термометру, а давление — по ур-ю (6) с учетом высокого содержания Mn в Gr.

В сланце ДВ-220/3 из того же ущелья Аманаус прекрасно развита регрессивная зональность минералов: N_{Mg}^{Gr} снижается, а N_{Mg}^{Bi} возрастает к краям зерен (см. зарисовку шлифа на рис. 7 и профиль „с“ на рис. 6). При этом средние части зерен Gr- особенно крупные, - переполнены включениями Bi, П и Qz. Внешние, более железистые зоны чистые, не содержат включений. Bi, включенный в Gr, более магнезиальный ($N_{Mg}^{Bi} = 55-61$), чем в матрице породы

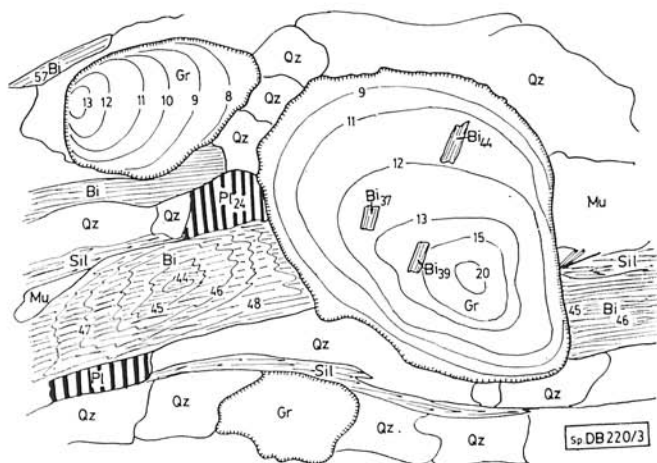


Рис. 7. Зарисовка участка шлифа ДВ 220/3 урочище Аманаус, Кавказ. Изолинии N_{Mg}^{Bi} выведены на основе топахимического микрозондового анализа зерен Bi и Gr.

($N_{Mg}^{Bi} = 44-48$). Каждой зоне в крупных зернах Gr соответствуют мелкие идиоморфные кристаллы Gr, которые в свою очередь зональны; края в них также более железистые. Это хорошо видно на примере ассиметрично зонального зерна Gr в верхней левой части зарисовки, рис. 7. Такая химическая зональность и наличие в породе целого спектра составов мелких зерен Gr и Bi свидетельствует о направленной перекристаллизации породы при снижении РТ параметров. Обращает на себя внимание развитие в этом образце крупных зерен Sil, сменяющемся местами мелкими синовидными розетками фибrolита, что также отражает длительную эволюцию породы. Редкие, но относительно крупные (до 20—30 мк) кристаллы St не зональны и имеют магнезиальность 11.

Оценки РТ параметров локальных равновесий в рассматриваемом образце могут быть сделаны по многим геотермометрам и геобарометрам. Но мы здесь ограничимся лишь Bi-Gr парагенезисом, поскольку он включает в себе Mu, Sil и Qz (Перчук, 1973; Perchuk, 1977), т.е. известна температурная и барическая зависимость коэффициента разделения $K_{Mg} = N_{Mg}^{Bi}/N_{Mg}^{Gr}$ (см. ур-е (6) в равновесии: $Bi + Gr + Sil = Mu + Qz$). Используя уравнения (2) и (6) для случая изоморфизма $Mn \rightleftharpoons Fe + Mg$, получены данные по РТ-параметрам локальных равновесий, которые приведены в табл. 4.

В одном случае обнаружен контакт $Bi_{45} + Gr_{14.5}$ ($N_{Mg}^{Gr} = 14.9$) с параметрами: $t = 640^\circ C$ и 5,1 кбар. Из трех сотен проделанных составов такие соотношения оказались единственными и их следует еще раз провести.

На основе данных из табл. 4 построен тренд эволюции РТ параметров метаморфизма. Как видно на диаграмме, расположенной в нижней части рис. 7, в обр. 220/3 „записан“ инверсионный характер изменения этих параметров, т.е. прогрессивная и регрессивная ветви метаморфизма. (В предыдущих образцах мы сталкивались раздельно с каждой из них).

Таблица 4

РТ параметры локальных равновесий Bi и Gr в парагенезисе с Mu, Qz и Sil в обр. DB-220/3 (Аманаус)

$N_{\text{Bi/Mg}}$	$N_{\text{Gr/Mg}}$	$N_{\text{Gr/Mn}}$	t °C	P, кбар	Примечание
55,0	15,2	13,5	576	4,11	включение Bi в Gr
61,0	16,6	13,5	552	4,00	—” —
61,0	15,1	14,0	536	3,44	—” —
44,5	10,7	18,9	593	3,70	центры зерен Bi и Gr
45,7	10,7	20,7	589	3,68	—” —
45,4	12,2	16,6	607	4,20	—” —
47,0	9,8	21,7	567	3,05	края зерен Bi и Gr
47,0	8,0	29,0	557	2,43	—” —
47,8	8,0	21,5	528	1,62	—” —

Как отмечалось выше, все рассмотренные образцы отобраны из метаморфических пород Буульгерской серии, выдвинутой в виде крупного блока субширотного простирания в перевальной зоне водораздельной части Главного Кавказского хребта. Эти породы слабо затронуты процессами гранитизации и относятся к ставролитовой минеральной фации. По-видимому, они представляют верхний структурный ярус древнего кристаллического фундамента. Информацию о составе пород нижнего яруса можно получить на основе изучения ксенолитов гнейсов, включенных в верхнепалеозойские граниты и скоррелировав условия метаморфизма этих гнейсов с блоком фундамента, обнажающегося в урочище Башиль Аузусу, что также в зоне главного хребта Большого Кавказа.

Среди ксенолитов наибольшим распространением пользуются метапелитовые гнейсы, представленные в основном биотит-гранатовыми разновидностями. Четыре образца (см. табл. 1) были подвергнуты микрозондовому анализу.

Биотит-гранатовая порода ДР 261/1 содержит Qz, Pl₂₃₋₂₅, Sil, (Mu). Это типичный среднезернистый сланец с кристаллами Gr неправильной удлиненной формы, полосчато распределенными среди хорошо развитых чешуй биотита. Гранат отмечается высокой марганцевитостью и очень низкой магниальностью: $N_{\text{Gr/Mn}} = 21-32$, а $N_{\text{Gr/Mg}} = 4,2-7,3$. Интересно, что по площади зерна Gr его магниальность изменяется слабо, но заметно и закономерно варьируют концентрации FeO и MnO (см. профиль обр. ДР 261/1 на рис. 8): содержания FeO и MgO к краям зерен снижаются, а MnO — возрастает, т.е. изоморфизм осуществляется по схеме $\text{Mn} = \text{Fe} + \text{Mg}$. РТ параметры метаморфизма, оцененные по Bi-Gr парагенезису с учетом этого изоморфизма, следующие: центры зерен,

т. е. $\text{Bi}_{33} + \text{Gr}_{10.7}$, $t = 690^\circ\text{C}$, $P = 5,77$ кб; $\text{Bi}_{33} + \text{Gr}_{8.9}$, $t = 643^\circ\text{C}$ и $P = 4,48$ кбар; $t = 576^\circ\text{C}$ и $P = 2,32$ кб.

В образце К-21-3 из ксенолита в тех же гранатах Джан-Тугана не обнаружен Му. Это типичный силимнитовый гнейс, состав плагиоклаза в котором варьирует в пределах 17—20 % анортитового компонента. Гранат ассиметрично зональный. В центре зерен $N_{\text{Gr}}^{\text{Gr}} = 14$ при содержании $\text{Mn} \approx 3,2$ вес. %, а в краях

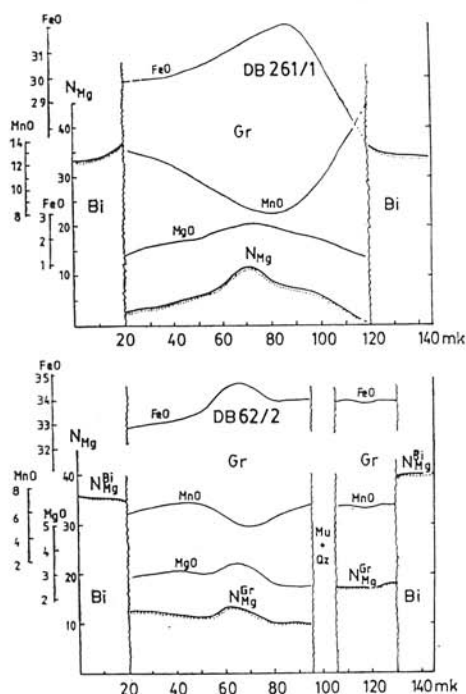


Рис. 8. Микрозональные профили через зерна гранатов и биотитов в некоторых ксенолитах из гранитоидов зоны Главного Кавказского хребта. Окислы — в вес. %.

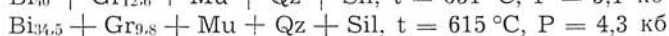
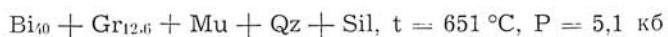
$N_{\text{Gr}}^{\text{Gr}}$ достигает 7,4. В матрице породы $N_{\text{Bi}}^{\text{Bi}} = 44$, а в контакте с гранатом $N_{\text{Bi}}^{\text{Bi}} = 39,4$. Парагенезис $\text{Bi}_{39.4} + \text{Gr}_{11.3}$ дает температуру 624°C и условное давление (нет Му) около 4 кбар. Эти параметры соответствуют некоторой промежуточной стадии метаморфизма, отмеченной в предыдущем образце. На последней стадии Bi_{39} приходит в равновесие с $\text{Gr}_{8.8}$ ($N_{\text{Mn}}^{\text{Gr}} = 3,5$). При температуре 551°C и условном давлении 1,75 кб.

В низовьях р. Адырсу в граните встречаются ксенолиты биотит-гранат-силлиманитовый гнейсов. В одном из образцов (ДВ 96, см. табл. 1) детально изучены взаимоотношения и состав минералов. Этот образец - хорошо рассланцованный гнейс с вытянутыми вдоль сланцеватости почти не зональными кристаллами Gr, разбитыми крупными трещинами. Состав плагиоклаза варьирует от зерна к зерну в пределах $N_{\text{An}}^{\text{Pl}} = 16,7-24,7$. Вытянутые вдоль сланцеватости зерна Gr имеют состав $N_{\text{Mg}}^{\text{Gr}} = 17-18$, но в узкой контактовой зоне с Bi магнезиальность снижается до 12,6. Это — чисто диффузионная зональность, которая, однако, дает возможность восстановить РТ условия метаморфизма конечной ста-

дин. Первая стадия, записанная парагенезисом $\text{Bi}_{47,5} + \text{Gr}_{18,7}$, соответствует параметрам $P = 5,45 \text{ кб}^3$, $t = 658^\circ\text{C}$, а последняя с парагенезисом $\text{Bi}_{48} + \text{Gr}_{12,4}$ фиксирует параметры $P = 2,5 \text{ кб}^3$, $t = 560^\circ\text{C}$.

Ксенолиты из гранитов (обр. ДВ 62/2, см. табл. 1), обнажающихся в левом борту долины, р. Баксан, в 5 км выше г. Тырнауз, представлены гнейсами с хорошо выраженными явлениями ретроградного метаморфизма. Наиболее высоким ступленимравновесия соответствовал парагенезис $\text{Gr}_{19} + \text{Bi}_{35-37} + \text{Sil} + \text{Qz} + \text{Pl} \pm \text{Fsp}$. С понижением PT параметров за счет Sil с Fsp стал развиваться Mu, появилась отчетливая химическая зональность в крупных зернах Gr. Как и во многих других образцах, здесь наблюдается целый спектр составов, представленный не только зонами в крупных зернах Gr, но и отдельными мелкими зернами относительно выдержанного состава.

На профиле через участок шлифа ДВ 62/2 (см. рис. 8) видно, что зерна Bi и Gr имеют различную химическую „структуру“: одни из них обладают однос-тью, другие - сложной ассиметричной зональностью. С одной стороны это отражает неоднородность химического состава отдельных слоев в первичной, осадочной породе, а с другой — эволюцию PT параметров метаморфизма. Так, мелкое зерно Gr, включенное в матрицу из $\text{Mu} + \text{Qz}$ и лишь частично контактирующее с Bi (правая часть профиля на рис. 8, обр. ДВ 62/2) не подверглось изменению в процессе ретроградного метаморфизма: $\text{Bi}_{39,3} + \text{Gr}_{17,2}$, $t = 710^\circ\text{C}$, $P \approx 6,4 \text{ кбар}$. Давление определено как условное, т.к. на этом этапе метаморфизма Mu отсутствовал, т.е. условие $\text{Bi} + \text{Sil} + \text{Qz} = \text{Gr} + \text{Mu}$ не выполнялось и определять давление по ур-ю (6) не правомерно. Однако, на одном из более поздних этапов метаморфизма PT параметры снизились и это зафиксировано двумя парагенезисами:



Итак, ксенолиты в гранитоидах бассейна р. Баксан фиксируют своим парагенезисами наиболее высокие ступлени равновесия как по температуре, так и по давлению. Скорее всего они определяют породы макерской серии и принадлежат к более глубинной фации метаморфизма. Их можно сравнить с гнейсами урочища Башиль Аузусу (верховья р. Чегем), расположенного восточней рассматриваемого района.

Здесь широко развиты кинциты—кордиерит-гранат-биотит-силлиманит-кварцевые гнейсы. Это—средне- и крупнозернистые пробы с идиоморфным Gr и порфиробластовым Cor. Гранат содержит множество включений Bi и Qz, но Cor в нем не встречается. В породах очевидно протекание реакции $\text{Cor} = \text{Gr} + \text{Sil} + \text{Qz}$, вмещенной влего. Для оценки PT параметров метаморфизма были использованы Bi-Gr и Cor-Gr термометры и Cor-Gr-Sil-Qz барометр. На рис. 9 приведена зарисовка зерна Gr с включениями Bi и Qz, которое находится в кордиеритовой матрице. Там же выписаны магнезиальности всех трех Fe-Mg минералов. Очень хорошо видно, что Bi из включений в Gr и Cor резко различны по величинам N_{Mg} , но имеют практически одинаковую глиноземистость почти в любом участке породы: $X_{\text{Al}} = \text{Al}/(\text{Al} + \text{Si} + \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}) \approx 0,22$. Однако, в одном из включений в Gr встречен Bi с $X_{\text{Al}} = 0,165$ ($N_{\text{Mg}}^{\text{Bi}} = 0,56$), и лишь в одном зерне биотита (у контакта с Gr и Sil) $X_{\text{Al}}^{\text{Bi}} = 0,242$ при $N_{\text{Mg}} =$

³⁾ Значения давления условные, т. к. в породе отсутствуют Sil и Mu.

= 46,8. В трещинах зерен Gr, а также по Cor местами развивается Mu и Chl, появление которых по времени сопряжено с перекристаллизацией Sil в фибрлит. Тем самым появляется возможность оценки РТ параметров не только наиболее высоких ступеней метаморфизма в породе но и завершающего этапа регрессивной ветви его эволюции:

$N_{Cor_{Mg}}$	$N_{Gr_{Mg}}$	$N_{Bi_{Mg}}$	$t^{\circ}C$	P, кб	Парагенезис
62	20	44	710 ± 5	5,7	Pl+Qz+Sil
64	20	48	685 ± 4	5,4	Pl+Qz+Sil
64	18	48	648 ± 3	4,9	Pl+Qz+Sil
—	15	52	570	3,45	Mu+Qz+Sil
—	12	53	520	1,9	Mu+Qz+Sil

По этим данным на диаграмме рис. 10 построен тренд вдоль которого намечается снижение РТ параметров метаморфизма в обр. К-16-10, представляющем гранулиты блока Башиль Аузусу. Этот тренд сравнивается на той же диаграмме с трендами, записанными парагенезисами гнейсовых пород предположительно Макерской серии, включенных в виде ксенолитов в гранитоиды

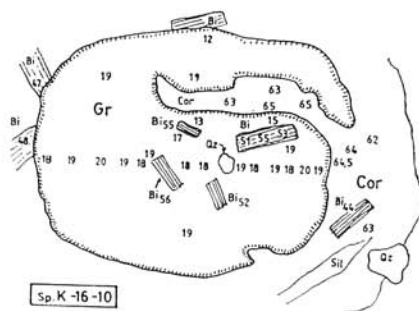


Рис. 9. Зарисовка участка шлифа К-16-10 — кинцитита из урочища Башиль Аузусу. Цифры — величины магnezиальности (N_{Mg}) минералов, рассчитанные по данным микрзондового анализа.

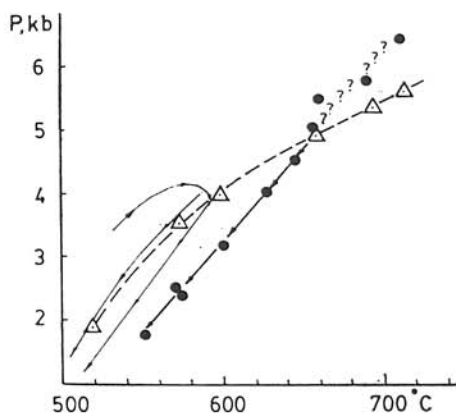
Главного Кавказского хребта, а также с РТ трендом Бульгенской серии. Из сопоставления видно, что рассматриваемый блок на ранней стадии регрессивного этапа метаморфизма поднимался к поверхности земли медленней, и с большей теплоотдачей и лишь на глубине около 8—10 км скорость подъема и теплоотдачи сравнялась с Бульгенским и Маскерским блоками.

2. Западные Карпаты

Область Западных Карпат является полиметаморфическим регионом. Кроме варисцийского регионального и контактового метаморфизмов здесь имел место и альпийский метаморфизм. Пробы обрабатываемые для этой работы

Рис. 10. РТ тренды эволюции метаморфизма некоторых бедных кальцием пород Большого Кавказа.

Пояснения: Черные кружки — ксенолиты биотит-гранат-силлиманитовых биотит-гранат-силлиманитовых гнейсов в гранитоидах Главного Кавказского хребта, треугольники-кинциты урочища Башиль Азусу. Тонкими линиями обозначены тренды эволюции пород Буульгенской серии (обр. DB 220/3, DB 217/3 и К-14-3).



происходят из регионально метаморфизованной ярабской серии (мigmatиты и амфиболиты Малой Фатры, амфиболиты из Высоких Татр и вепоридной части Низких Татр) и области периплутонического контактового метаморфизма Малых Карпат (пезинско-пернекское кристалликум). Региональный метаморфизм этих областей достиг среднего и высокого степеней, а контактовый — средней степени.

Проблемами стратиграфии метаморфизованного кристалликума занимались подробно работы Цамбела (1976) и Криста (1982). В последнее время был доказан варисцийский возраст регионального метаморфизма пезинско-пернекского кристалликума Малых Карпат рубидий-стронциевым методом на валовых пробах (387 ± 38 млн. лет). Возраст контактового метаморфизма датирован в контактовых биотитах совпадает в рамках ошибки с возрастом интрузии братиславского массива (298—354 млн. лет) (Багдасарян и др., 1983).

Как на Кавказе, так и в Западных Карпатах эти породы представлены метапелитами и метабазитами, содержащими парагенезисы, информативные с точки зрения оценки термодинамического режима их образования и эволюции. Этими парагенезисами, в частности, воспользовался Дыра (1980), предпринявший попытку определить температуры метаморфизма парагнейсов по биотит-гранатовому термометру. Не обладая химическими анализами сосуществующих Bi и Gr , он попытался использовать физические свойства этих минералов для приближенной оценки их составов с последующим расчетом величин K_D и соответствующих им значений температуры (450—610 °C).

В нашем распоряжении было около двух десятков образцов метапелитов и метабазитов, из которых пять подверглись детальному оптическому и аналитическому изучению (см. табл. 1).

Окислы	Образец СS-6									
	Ep	Gr	Gr	Amf	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Amf
	26	11	12	27	28	29	30	31	32	33
SiO ₂	39,15	37,99	37,91	41,24	39,08	38,55	38,22	37,96	37,91	39,99
Al ₂ O ₃	24,33	20,79	20,76	20,36	21,50	21,49	21,26	21,56	21,49	17,56
FeO	10,38	27,53	27,47	16,77	27,00	27,21	27,62	28,44	27,54	19,98
MgO	6,71	4,30	4,12	6,98	3,45	3,22	2,89	2,67	2,78	5,77
MnO	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
CaO	21,28	9,05	9,96	9,88	9,34	9,20	9,09	9,28	9,57	10,88
K ₂ O	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,59
Na ₂ O	3,24	0,00	0,00	2,78	3,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,86
Сумма	105,18	99,69	100,25	98,61	100,37	99,67	99,08	99,91	99,29	97,66

Окислы	Образец СS-6									
	Pl	Amf	Amf	Pl	Amf	Amf	Amf	St	St	St
	34	35	36	37	38	39	40	1	2	3
SiO ₂	62,64	41,40	40,75	63,18	46,10	44,98	45,85	26,20	26,19	26,66
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,59	0,68	0,52
Al ₂ O ₃	23,49	17,50	19,04	22,22	13,45	13,14	13,49	56,51	56,42	56,76
FeO	0,00	18,51	17,07	0,00	15,91	21,25	16,11	12,86	12,43	12,54
MgO	0,00	6,89	7,49	0,00	9,05	9,12	9,34	1,07	1,20	0,95
MnO	0,00	0,03	0,03	0,00	0,03	0,03	0,03	0,31	0,31	0,31
CaO	6,57	9,94	10,70	5,70	10,25	6,74	10,85	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,08	0,53	0,42	0,08	0,47	0,40	0,38	0,12	0,12	0,07
Na ₂ O	7,69	2,67	2,06	8,50	2,44	2,27	2,44	0,00	0,00	0,00
Сумма	100,47	97,47	97,56	99,68	97,70	97,93	98,49	97,66	97,35	97,81

Окислы	Образец СС-2/4											
	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Bi	Bi	Bi	Bi	Gr	
	5	6	7	11	15	16	18	20	22	26	27	
SiO ₂	3728	3727	3725	3715	3725	3724	31,00	35,99	35,95	62,40	37,18	
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,37	1,35	0,00	0,00	0,00	
Al ₂ O ₃	20,53	20,51	20,47	20,44	20,48	20,47	16,75	19,44	19,27	25,80	21,06	
FeO	33,25	32,91	32,01	30,80	32,76	32,75	25,17	20,97	18,12	0,00	33,39	
MgO	2,53	2,48	2,76	2,62	2,42	2,22	7,70	9,03	9,46	0,00	2,81	
MnO	4,98	5,12	5,14	6,77	4,92	5,00	0,20	0,21	0,21	0,00	5,05	
CaO	1,33	1,21	1,29	2,16	1,29	1,31	0,00	0,00	0,00	5,41	1,19	
K ₂ O	0,06	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	6,35	9,01	8,99	0,13	0,00	
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,46	8,63	0,00	
Сумма	99,96	99,56	98,91	99,94	99,12	98,99	88,54	96,00	92,46	102,37	100,68	
Окислы	Gr	Bi	Bi	St	St	St	St	St	Bi	Bi		
	29	33	41	43	44	46	48	49	50	51		
SiO ₂	37,10	35,47	34,51	26,28	25,74	25,75	25,76	25,75	35,48	35,47		
TiO ₂	0,00	1,36	1,62	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	1,70	1,86		
Al ₂ O ₃	20,96	19,80	19,58	55,83	55,99	55,92	56,04	55,84	20,33	20,34		
FeO	32,73	20,02	21,16	14,22	14,32	13,56	14,07	13,67	21,73	20,75		
MgO	2,33	9,20	8,88	0,94	1,18	1,62	1,51	1,36	7,98	8,69		
MnO	4,84	0,14	0,17	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33	0,00	0,00		
CaO	1,21	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
K ₂ O	0,00	8,97	9,37	0,06	0,06	0,06	0,03	0,05	9,07	9,38		
Na ₂ O	0,00	0,38	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,42		
Сумма	99,17	96,32	95,62	98,11	98,07	97,70	98,19	97,45	96,40	96,90		

Окислы	Образец СS-2/4					
	Bi	St	St	St	Bi	Bi
	52	53	56	57	58	59
SiO ₂	35,50	25,72	25,41	26,40	35,65	35,50
TiO ₂	1,45	0,45	0,45	0,45	1,66	1,67
Al ₂ O ₃	20,35	55,11	55,43	56,10	20,48	20,35
FeO	21,02	14,44	13,92	13,28	22,28	20,61
MgO	8,60	1,65	1,46	1,06	8,64	8,93
MnO	0,00	0,33	0,33	0,33	0,00	0,00
K ₂ O	9,38	0,00	0,04	0,00	8,22	9,37
Na ₂ O	0,40	0,00	0,00	0,00	0,25	0,42
Сумма	96,70	97,70	97,04	97,62	97,18	96,85

Обр. СS-2/4—ставролит-гранатовый сланец из Малых Карпат (вблизи Братиславы) представляет собой тонко-полосчатую породу, текстура которой определяется чередованием существенно кварцевых „полос“ (с незначительным содержанием Bi) и „полос“, сложенных собственно ставролит-гранатовой породой. Gr в ней имеет очень правильную форму, оптическая зональность отсутствует. Размер кристаллов Gr различен: от 50 мк до 300 мк. Нередко он включен в крупные таблитчатые кристаллы ставролита. Мусковита и силлиманита в сланце очень мало, причем Mu замещается биотитом. Gr со St практически не контактируют: между ними развивается хлорит.

Микрозондовый анализ (см. табл. 5 и 6) минералов, сосуществующих в образце рассматриваемого сланца, показал, что они зональны. Причем наблюдается во всех Fe-Mg минералах (см. рис. 11). В гранате зональность развита главным образом за счет изоморфизма $Fe = Mn + Ca$. Вместе с тем величина X_{Mg} в какой-то мере связана с содержанием Ca. На профиле через Gr, в правой его части видно, возрастание N^{GrMg} сопряжено со снижением концентрации CaO. Т. е. в краевой части зерна, примыкающей к Chl, очевиден изоморфизм $Mg = Ca$. В контактах Gr и Bi, а также St и Bi наблюдается снижение N^{Mg} , что свидетельствует о протекании в породе только реакций смещенного типа (Перчук, 1970, 1973), без заметных явлений диффузионного обмена Fe и Mg между минералами. Во всяком случае, можно предположить, что в них развита в основном ростовая зональность (Anderson — Olimpio, 1977) и это дает нам право однозначно приводить в равновесие центральные и краевые части соприкасающихся зерен:

Части зерен	N_{Mg}^{St}	N_{Mg}^{Gr}	N_{Mn}^{Gr}	t_1 °C	N_{Mg}^{Bi}	t_2 °C	P, кбар
центры	17,4	10,6	12,3	547	48,2	550	2,53
средние	16,4	11,8	9,3	572	44,8	586	3,41
средние	15,5	11,7	10,5	587	44,1	593	3,58
края	12,3	9,5	12,2	598	43,1	564	2,54

Расчет температур равновесий $St + Gr$ и $Bi + Gr$ осуществлялся по соответствующим минералогическим термометрам с коррекцией на высокое содержание Mn. То есть к рассчитанным по ур-ям (2) и (3) значениям t° прибавлялась эмпирическая величина 2,5225 ($N_{Gr}^{Mn} - 3,5$), где $N_{Gr}^{Mn} = 100 Mn / (Mn + Mg + Fe)$. Давление рассчитывалось по уравнению (6) с учетом поправки на повышенное содержание Mn в гранате.

На вставке что на рис. 11 намечен PT тренд эволюции метаморфизма, записанный зональностью сосуществующих минералов в рассматриваемом образце. Видно, что пик PT параметров приходится на давление 3,6 кбар при $\sim 600^\circ C$. Восходящие и нисходящие ветви тренда отражают прогрессивный и регрессивный этапы метаморфизма, соответственно. Таким образом, метаморфизм ставролитовой фации в Малых Карпатах происходил на сравнительно малых глубинах (около 12 км) но при высокой температуре. Это типичный малоглубинный метапелитовый комплекс силлиманитовой зоны.

Плаггиомигматит CS-8/2 из Малой Фатры представляет собой биотит-гранатовую породу, подвергнушуюся замещению плагиоклазом, состав которого варьирует в пределах 22—34 мол % анортитового компонента. Вместе с плагиоклазом развивается Qz, немного Fsp и более поздний Chl, пронизывающий по трещинкам зерна граната. Процесс плаггиомигматизации гнейса очень ярко проявился в том, что Pl образует реакционные каймы вокруг отдельных частей зерен Gr, контактирующих с Bi. Все эти детали отражены на зарисовках двух участков шлифа (см. рис. 12). Там же нанесены цифры соответствующие составам (N_{Mg}) Bi, Gr, Chl, а также N_{Ca}^{Pl} (мол. % An в Pl). Очевидно, что вне зависимости от того, с каким минералом контактирует Gr, его магнезность к контактам зерен резко снижается от $N_{Mg} = 26,7$ до 15, в ряде случаев и до 5,3. Соответственно должны снижаться и значения температур минеральных равновесий. Причем температурный режим плаггиомигматизации, ее начальной и конечной стадий — может быть зарегистрирован во вполне определенных пределах. Судя по составам центральных частей зерен $Bi_{45,3-44,3}$ и $Gr_{26,7-25,6}$ гнейс был сформирован при $800-790^\circ C$, а затем претерпел регрессивный метаморфизм в интервале $790-680^\circ C$, о чем свидетельствуют составы контактирующих зерен Bi_{42-43} и $Gr_{17,7-15,5}$. Далее наступил этап плаггиомигматизации, развивающейся метасоматическим путем в интервале температуры $680-470^\circ C$. Этот интервал легко получить расчетом величин $\ln K_D$ по составам краевых и средних частей зерен Bi и Gr, считывая N_{Mg} с зарисовок зерен на рис. 12.

В метабазитах процесс плагмиогматизации проявляется в совершенно иных химических и морфологических чертах. Здесь обычно развитие скиалитов, т. е. взаимопрорастаний одних минералов другими, незакономерное распределение компонентов в пределах одного и того же зерна и т. п. В этом отношении весьма показателен обр. CS-8/1 , отобранный Кориковским в том же районе Малой Фатры (Мартинское голе) из поля развития теневых и скиалитовых мигматитов в толще гранатовых амфиболитов. Минеральный состав этого образца приведен в табл. I, а структурно-текстурные соотношения представлены на зарисовке участка шлифа (см. рис. 13), через который был пройден микрозондовый профиль. Перечисленные выше особенности начальных стадий процесса мигматизации очевидны на приведенном графике рис. 13. Подобные соотношения очень затрудняют термометрию в таких породах из-за невыдержанности составов Gr и Am. И тем не менее, некоторые оценки температуры с помощью амфибол-гранатового термометра (Перчук, 1970) могут быть

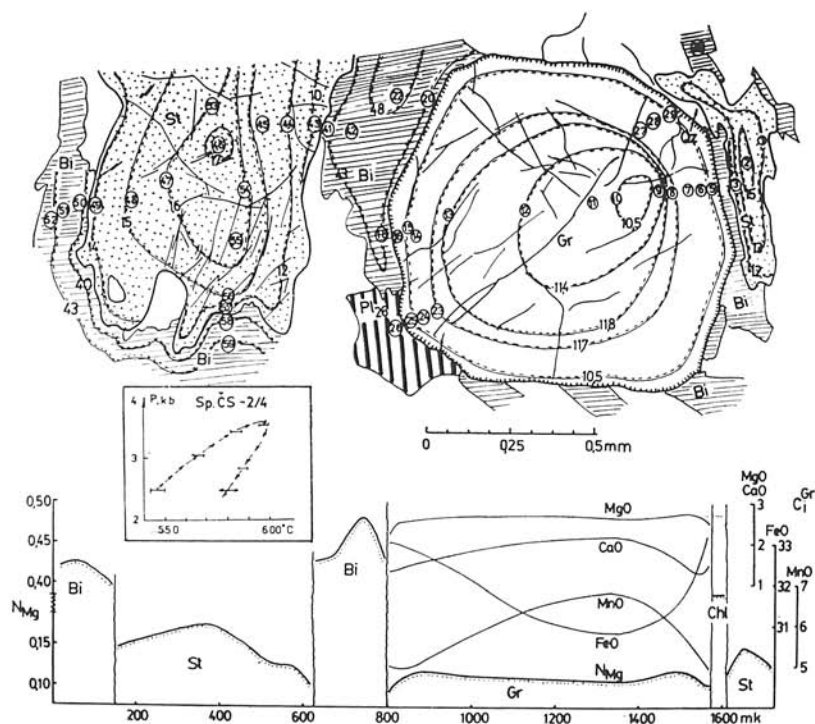


Рис. 11. Химическая зональность минералов, сосуществующих в обр. CS-2/4 (Малые Карпаты).

Пояснения: На зарисовке участка шлифа цифрами в кружке указаны номера микрозондовых анализов, приведенные в таблице 6. Цифры на изолиниях — величины N_{Mg} соответствующих минералов Pl_{26} — плагноклаз с 26% An компонента. На вставке показан РТ тренд эволюции метаморфизма в ставролитовых сланцах Малых Карпат, выведенный из предположения о равновесии центров, краев и промежуточных зон сосуществующих минералов.

Т а б л и ц а 6

Кристаллохимические формулы минералов из метаморфических пород Западных Карпат

Элементы	Образец СS-6											
	Amf	Amf	Amf	Amf	Amf	Amf	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Si	5.98	5.60	5.71	5.70	5.90	5.65	5.85	2.97	2.95	2.97	2.99	2.97
Al	2.08	2.67	2.31	2.60	2.18	2.62	2.69	1.92	1.92	1.92	1.93	1.92
Fe	1.78	1.92	2.09	2.00	1.92	2.05	2.08	1.73	1.81	1.81	1.81	1.80
Mg	2.77	2.35	2.35	2.18	2.50	2.22	1.63	0.60	0.52	0.49	0.50	0.48
Ca	1.54	1.48	1.61	1.48	1.58	1.58	1.52	0.74	0.80	0.82	0.76	0.84
K	0.08	0.11	0.10	0.10	0.10	0.10	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.76	0.86	0.81	0.93	0.81	0.77	1.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X _{Mg}	0.609	0.550	0.530	0.520	0.566	0.519	0.439	0.259	0.222	0.212	0.218	0.211
Элементы	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Amf	Amf	Amf	Ep
	13	14	15	16	18	20	21	22	23	24	25	26
Si	2.98	2.97	3.00	3.00	3.01	2.98	3.00	3.04	5.83	5.59	5.47	3.10
Al	1.92	1.92	1.94	1.93	1.94	1.92	1.94	1.94	3.45	3.46	3.38	2.27
Fe	1.84	1.87	1.88	1.83	1.86	1.86	1.84	1.79	2.22	2.21	1.96	0.67
Mg	0.46	0.43	0.39	0.35	0.37	0.40	0.43	0.43	1.18	1.32	1.30	0.08
Ca	0.79	0.81	0.78	0.87	0.81	0.89	0.79	0.79	1.55	1.50	1.95	1.81
K	—	—	—	—	—	—	—	—	0.10	0.09	0.09	0.01
Na	—	—	—	—	—	—	—	—	0.66	0.82	0.84	0.04
X _{Mg}	0.200	0.185	0.174	0.162	0.168	0.176	0.189	0.195	0.347	0.347	0.400	0.109

Элементы	Образец CS-6											
	Amf	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Pl	Amf	Pl	Amf
	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
Si	5.81	3.06	3.04	3.04	3.00	3.01	6.15	2.79	6.35	6.23	2.28	7.02
Al	3.38	1.98	2.00	2.00	2.01	2.01	3.19	1.23	2.16	3.43	1.17	2.41
Fe	1.98	1.77	1.80	1.84	1.88	1.83	2.57	0.00	2.38	2.18	0.00	2.03
Mg	1.47	0.40	0.38	0.34	0.31	0.33	1.32	0.00	1.58	1.71	0.00	2.05
Ca	1.49	0.78	0.78	0.78	0.79	0.82	1.79	0.31	1.63	1.75	0.27	1.65
K	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.10	0.08	0.00	0.09
Na	0.76	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.85	0.66	0.79	0.61	0.74	0.72
X _{Mg}	0.426	0.186	0.174	0.157	0.143	0.152	0.340	0.00	0.399	0.439	0.00	0.504
								0.321			0.270	
Элементы	Образец CS-2/4											
	Am	St	St	St	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Bi	
	40	1	2	3	5	6	7	11	15	16	18	
Si	6.92	7.91	7.92	8.03	3.02	3.03	3.04	3.00	3.04	3.05	3.55	
Ti	0.00	0.13	0.16	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	
Al	2.40	20.10	20.11	20.16	1.96	1.97	1.97	1.95	1.97	1.98	2.13	
Fe	2.03	3.25	3.14	3.16	2.25	2.24	2.19	2.08	2.24	2.27	2.24	
Mg	2.10	0.48	0.54	0.42	0.31	0.30	0.34	0.31	0.29	0.27	1.24	
Mn	—	0.08	0.08	0.08	0.32	0.35	0.26	0.46	0.34	0.35	0.02	
Ca	1.75	0.00	0.00	0.00	0.12	0.11	0.11	0.19	0.11	0.11	0.00	
K	0.07	0.05	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.87	0.87	
X _{Mg}	0.508	0.129	0.147	0.119	0.105	0.104	0.117	0.110	0.102	0.095	0.351	

Продолжение таб. 6

Элементы	Образец СС-2/4									
	Bi	Bi	Pl	Gr	Gr	Bi	Bi	Bi	St	St
	20	22	26	27	29	32	33	41	43	44
Si	2,81	2,86	2,70	2,98	3,03	2,88	2,76	2,69	7,93	7,76
Ti	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,08	0,09	0,10	0,10
Al	1,79	1,81	1,32	1,99	2,02	1,83	1,82	1,80	19,85	19,89
Fe	1,37	1,21	0,00	2,24	2,23	1,27	1,30	1,38	3,59	3,61
Mg	1,05	1,12	0,00	0,34	0,28	1,08	1,07	1,03	0,42	0,53
Mn	0,01	0,01	0,00	0,34	0,33	0,01	0,01	0,01	0,08	0,08
Ca	0,00	0,00	0,25	0,10	0,11	0,08	0,01	0,00	0,00	0,00
K	0,90	0,91	0,01	0,00	0,00	0,74	0,89	0,93	0,02	0,02
Na	0,00	0,07	0,72	0,00	0,00	0,05	0,06	0,05	0,00	0,00
X _{Mg}	0,431	0,482	—	0,116	0,099	0,456	0,448	0,431	0,103	0,126
X _{Mn}	—	—	—	0,116	0,116	—	—	—	—	—
X _{Ca}	—	—	0,257	—	—	—	—	—	—	—
Элементы	St	Bi	Bi	Bi	St	St	St	Bi	Bi	St
	49	50	51	52	53	56	57	58	59	
Si	7,80	2,77	2,73	2,74	7,78	7,73	7,89	2,75	2,73	
Ti	0,10	0,10	0,11	0,08	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	
Al	19,94	1,87	1,85	1,85	19,64	19,87	19,89	1,86	1,84	
Fe	3,46	1,42	1,34	1,36	3,65	3,54	3,36	1,45	1,33	
Mg	0,61	0,93	1,00	0,99	0,74	0,66	0,48	0,99	1,02	
Mn	0,08	0,00	0,00	0,00	0,08	0,09	0,08	0,00	0,00	
K	0,00	0,90	0,92	0,00	0,00	0,02	0,00	0,81	0,91	
Na	0,00	0,02	0,06	0,06	0,00	0,00	0,00	0,04	0,06	
X _{Mg}	0,147	0,396	0,427	0,422	0,169	157	0,125	0,408	0,436	

стой роговой обманкой. В результате возник более глиноземистый и железистый Am, пришедший в равновесие с более магнезиальным Gr. При этом возник более основной Pl а Ер оказался бронированным в гранате; вместо него возник цюзит, который пришел в равновесие с новой роговой обманкой. Эти газовые соотношения отражены на диаграммах состав-парагенезис, приведенных на рис. 15.

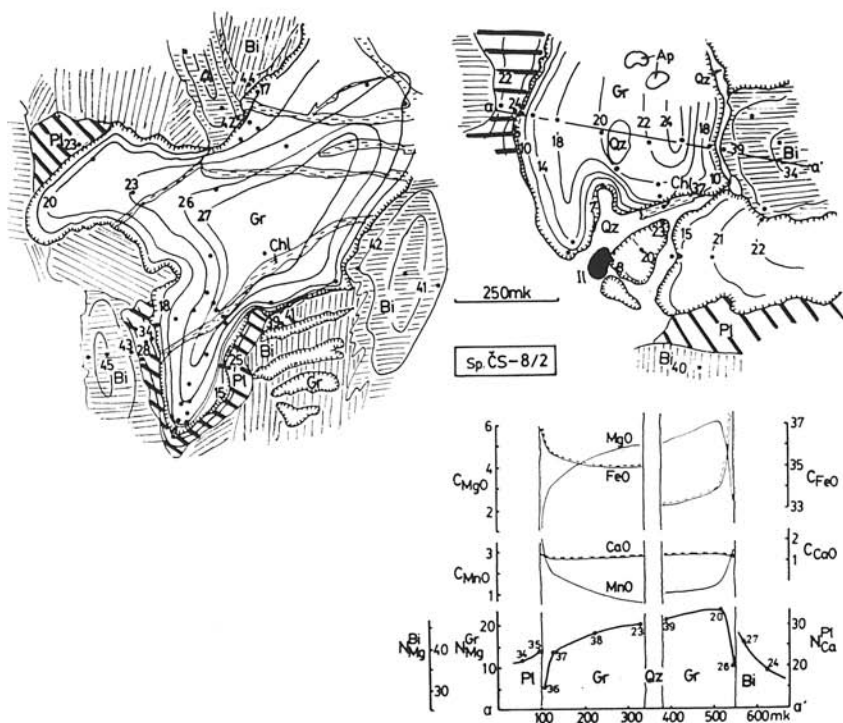


Рис. 12. Зарисовки двух участков шлифа CS-8/2 (плагниогматит) из Малой Фатры. Отчетливо видна химическая зональность Gr, а также плагиоклазовые каймы, отделяющие Gr от Bi, по трещинам в Gr развивается Chl. Цифры на изолиниях зерен Bi и Gr соответствуют значениям N_{Mg} . Номера точек на профиле aa' через второй участок шлифа соответствуют номерами кристаллохимических формул в табл. 3.

Изменение составов минералов и минерального состава породы однозначно свидетельствуют об увеличении t° метаморфизма в ходе эволюции данной горной породы. Особенно интересна зональность граната (см. рис. 14): помимо того, что она ассиметричная, наблюдаются скачкообразные изменения концентрации CaO и FeO. На низких степенях метаморфизма Gr был существенноgrossуляр-альмандиновым. Затем содержание grossуляровой составляющей уменьшалось, но с весьма заметными флуктуациями от этой общей тенденции; параллельно возрастало содержание MgO, а FeO варьировал симбатно с CaO — происходил изоморфизм $Mg \rightleftharpoons Fe + Ca$ (правда весьма ограниченный, — в пределах 1—2 вес. %) Но при этом N_{Mg}^{Gr} неуклонно увеличивался к краям зерен.

Температурный режим прогрессивного этапа метаморфизма в пятнистых амфиболовых сланцах может быть восстановлен с помощью амфибол-гранатового геотермометров (Перчук, 1970; Perchuk, 1969):

Номера точек на рис. 14 (см. табл. 5 и 6)	N_{Mg}^{Am}	N_{Mg}^{Gr}	$t \text{ } ^\circ C$	N_{Ca}^{Am}	N_{Al}^P	$t \text{ } ^\circ C$
1+31	60,9	14,3	430	—	—	—
57+30	59,7	15,7	460	—	—	—
5+12	56,6	18,5	500	72	27	535
4+13	52,2	20	600	—	—	—
27+28	42,6	18,6	660	—	—	—
32+33	34,0	15,2	685	65	32	600
7+ 8	43,9	25,9	725	—	—	—
22+23	34,7	19,5	750	—	—	—

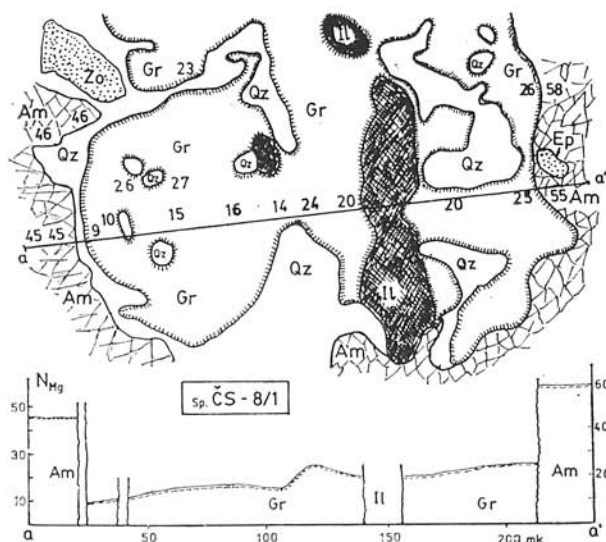


Рис. 13 Зарисовка участка шлифа ČS-8/1 — скингита из Малой Фатры. Цифры на зернах Am и Gr соответствуют N_{Mg} .

Пунктирной чертой здесь отмечена граница появления второго Am оконтуривающего кристаллы граната. Значения t° 700 $^\circ\text{C}$ не представляются нам реальными, т. к. в породе сохраняется эпидот как минерал-улик в гранате, а также цоизит, температура разложения которых на $\text{An} + \text{Qz}$ ниже 700°. Вероятно, столь высокие значения температуры получены из-за высокого содержанияgrossулярового компонента в Gr, т. е. данный гранат существенно отличается от статистически среднего, заложенного в основу Am-Gr геотермометра (Перчук, 1970).

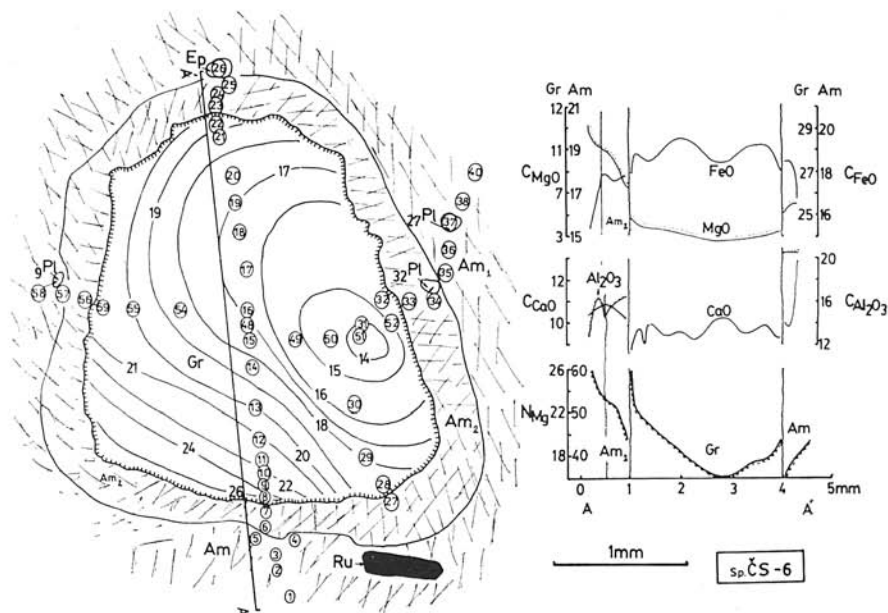


Рис. 14. Зарисовка участка шлифа ČS-6 и химический профиль через зерно граната, включенное в амфиболовую матрицу.

В гранатовом амфиболите ČS-7/2 из Высоких Татр (см. табл. 1) встречено всего четыре породообразующих минерала, но для них характерны типичные реакционные взаимоотношения. Здесь широко развиты каймы плагиоклаза, состав которых варьирует в пределах 30—38 % An, что иногда встречаются и более кислые (Pl₈). Пример плагиоклазовых кайм вокруг граната представлен на рис. 16. Эти каймы очень похожи по своей морфологии на каймы из шлифа ČS-8/2, где они развиты на границе Gr и Bi (см. рис. 12). Почти тридцать микрозондовых анализов было выполнено в сечении зерна Gr, контактирующего с Am и Pl. Эти данные интерпретированы в виде химических профилей и изолиний $N_{\text{Mg}}^{\text{Gr}}$ на рис. 16. На их основе можно восстановить термическую эволюцию образца рассматриваемой породы если привести в соответствие составы центральных частей Am и Gr и краевых. Используя амфибол-гранатовый термометр, мы получили следующие данные:

Части зерен	N ^{Am} _{Mg}	N ^{Gr} _{Mg}	t ₁ °C	N ^{Am} _{Ca}	N ^{Pl} _{Ca}	t ₂ °C
центры	54,5	17	525	—	—	—
середины	55,5	23,8	640	—	—	—
края	49,6	15,9	550	—	—	—
края	59,4	21,6	550	77,8	38	570
края	—	—	—	77,5	30	525
края	—	—	—	76,5	8	410

Здесь видна та же закономерность смены температурного и вероятно, барического режима метаморфизма в ходе эволюции пород подобно тому, как наблюдалось в образце *CS-4/2* из Мажых Карпат (см. рис. 11). Картина смены прогрессивного этапа метаморфизма регрессивным качественно хорошо видна непосредственно на профиле, построенном под зарисовкой на рис. 16, где центральная часть зерна граната обеднена Mg, в средних частях его содержание возрастает, а к краям—снижается. На завершающей стадии процесса, $t \approx 570^\circ\text{C}$ на контактах роговой обманки и граната начинает развиваться плагиоклаз, обогащающийся альбитовым компонентом при самых низких температурах метаморфизма.

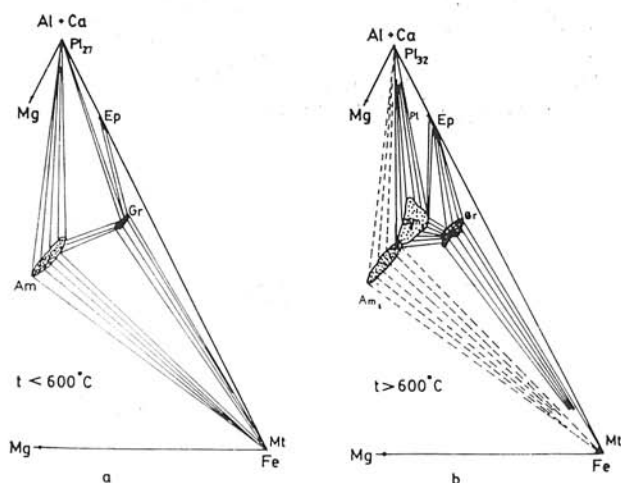


Рис. 15. Диаграммы состав-парагенезис для минеральных ансамблей образца *CS-6* (Низкие Татры).

Сравнение термодинамических режимов метаморфизма Большого Кавказа и Западных Карпат

При детальном рассмотрении метаморфизма пород Кавказа и Карпат в предыдущих двух разделах систематически производилась оценки РТ параметров и выводились соответствующие тренды эволюции метаморфизма. К сожалению, набор минеральных парагенезисов этих двух регионов резко различен по информативности. Уже в таблице 1 было видно, что минеральные ассоциации Западных Карпат, особенно в Татрах и Малой Фатре существенно беднее, чем на Кавказе. В частности, ни в одном из шлифов из этих регионов не удалось

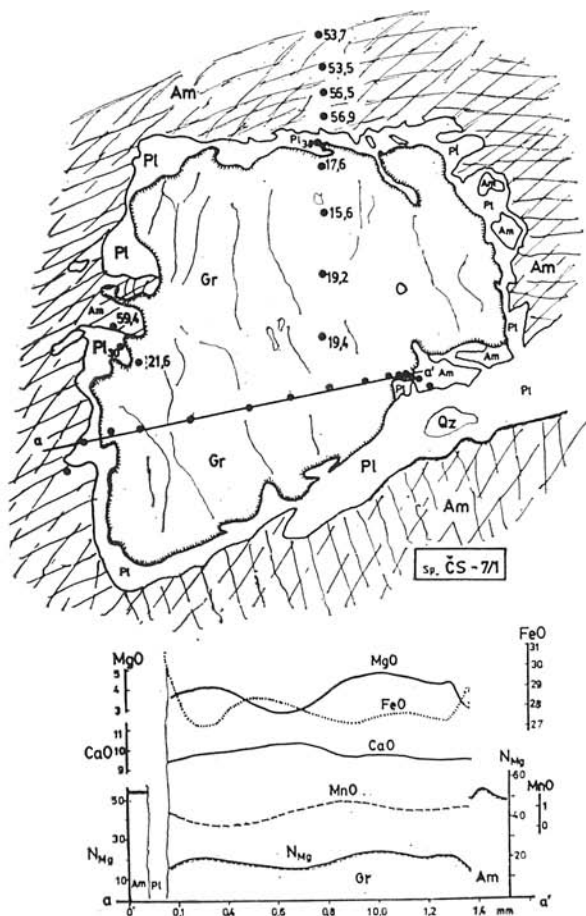


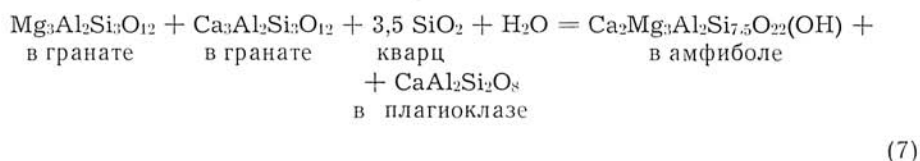
Рис. 16. Зарисовка участка шлифа CS-7/1(2) Высоких Татр и микрозондовый профиль aa' через зерно Gr, контактирующее с Am и Pl.

Пояснения: Крупные цифры у черных точек — значения N_{Mg} в Am и Gr. Черными точками вдоль профиля aa' отмечены места локального рентгено-спектрального анализа.

обнаружить метapelиты с силикатом глинозема. Лишь в двух образцах присутствует парагенезис $Bi + Gr + Pl + Qz$. Наиболее информативен обр. $\check{C}S-2/4$ ставролитовый сланец из Малых Карпат, который дает возможность однозначно выявить и проинтерпретировать изменение РТ параметров в ходе эволюции породы.

При сравнении термодинамических режимов рассматриваемых регионов следует учитывать их геологическую неоднородность. На Кавказе мы изучили образцы лишь из Буульгенской и Макерской серий. В западных Карпатах нашими исследованиями были охвачены породы различных структурно-фациальных зон: Вепориды, Малые Карпаты и Татриды. В ряде образцов фиксируется смена прогрессивного этапа метаморфизма регрессивным, прекрасно выраженная в температурном режиме. Но лишь в одном образце $\check{C}S-2/4$ из Малых Карпат эту смену удалось записать в терминах РТ параметров (см. рис. 12).

Судя по петрографическому составу метаморфических пород комплекс мепелитов и амынболитов, слагающая кристаллическое основание Западных Карпат, весьма сходен с Буульгенской серией из зоны Главного Кавказского хребта. И это сходство не только структурно-фациальное. Оно выражено и в составе минералов. Так, например, ставролитовые сланцы обоих регионов содержат очень железистые St , Gr и Bi . Относительно высокая железистость Am и Gr характерна как для амфиболитов Кавказа, так и Западных Карпат. При этом в гранатах наблюдается повышенное содержание CaO , а в амфиболах — чермакитового компонента. Например, средний Am из метабазитов Карпат близок по формуле к $Fe-Mg$ чермакиту: $Ca_2Mg_{2.37}Fe_{2.07}Al_{2.4} \cdot Ti_{0.15}Si_{6.55}O_{22}(OH)_2$. Это дает возможность записать краевую реакцию для обычного парагенезиса гранатового амфиболита:



Если наложить условие постоянства содержаний кальциевых компонентов в Am , Gr и Pl , что в первом приближении не противоречит аналитическим данным можно записать константу этой реакции следующим образом:

$$K_{Mg} = \exp \left(- \frac{\Delta G^0_T + \Delta S(P_2 - P_1)}{RT} \right) = \frac{X^{Am}_{Mg}}{X^{Gr}_{Mg}} \quad (8)$$

где при условии идеальности смешения $Fe-Mg$ минералов в Am и Gr величины ΔG^0_T и ΔV_S равны:

$$\begin{aligned} \Delta G^0_T = & \Delta G^0_{Al} + \Delta G^0_{Am} - \Delta G^0_{Gros} - \Delta G^0_{Pyg} - \Delta G^0_{Qz} - \\ & - \Delta G^0_{H_2O} - \int_{P_2}^{P_1} V_{H_2O} dP. \end{aligned} \quad (9)$$

$$\Delta V_s^0 = V_{A1} + V_{Am} + V_{Gras} - V_{Pyr} - V_{Qz} \quad (10)$$

Как было показано ранее (Перчук, 1973, Perchuk, 1977) при давлениях ниже 6 кб при метаморфизме и гранитизации флюид почти на 96 % состоит из H_2O , поэтому парциальной величиной давления воды можно пренебречь, считая что $P_{H_2O} = P_s \approx P_{fl}$. Тогда, работа при изменении давления будет определяться

интегралом
$$\int_{P_2}^{P_1} (V_{H_2O} + \Delta V_s) dP_{fl}.$$

При описании парагенезисов пород Буульгенской серии из районов ледника Алибек и урочища Аманаус было показано, что метабазиты и метапелиты переслаиваются друг с другом с сформированы в одних и тех же термодинамических условиях. Следовательно, мы можем воспользоваться трендами на рис. 2 для калибровки барической зависимости величины $\ln K_{Mg}$ в уравнении (8). В таблице 7 выписаны данные, необходимые для статистической обработки и вывода такой зависимости. Эти данные охватывают гранатые амфиболиты Кавказа и Западных Карпат. Образцы К-12-6 и К-14-6 могут лечь в основу калибровки, а образцы с индексом CS - для оценки PT параметров метаморфизма в соответствующих районах Карпат (см. табл. 1).

Проеобразуем (8) в следующее выражение:

$$RT \ln (N_{Mg}^{Am}/N_{Mg}^{Gr}) = -\Delta G^\circ - (\Delta V_s + V_{H_2O}) P \quad (11)$$

и, допуская в самом первом приближении независимость $(\Delta V_s + V_{H_2O})$ от флю-

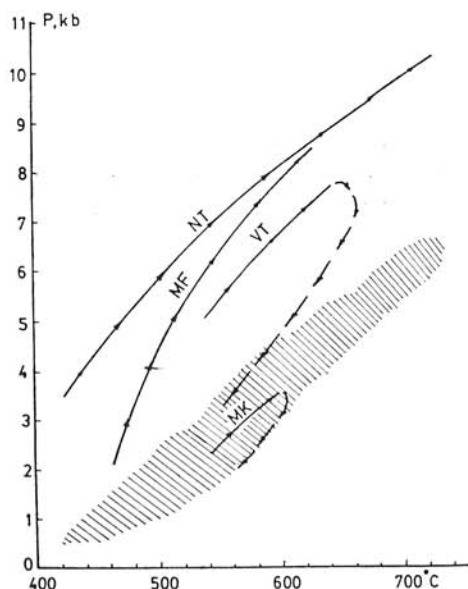


Рис. 17. Сопоставление приближенных трендов метаморфизма пород из различных структурно-фациальных зон Западных Карпат (МК—Малые Карпаты, MF—Малая Фатра, VT—Высокие Татры, NT—Низкие Татры) и Большого Кавказа (заштриховано).

Таблица 7

Составы Am и Gr из амфиболитов Кавказа и Карпат, привлеченные к оценке РТ параметров метаморфизма

№ образца	N _{AmMg}	N _{GrMg}	t °C	lnK _{Mg}	TlnK _{кал.}	P, кб	RTlnK _{Mg}
K-12-6	22,2	9,3	700	0,90	875,7	6,0	1740
	32,9	12,1	650	1,00	923	4,9	1834
	16,7	5,4	660	1,13	1054	5,2	2094
	27,2	8,2	640	1,20	1095,4	4,85	2176,6
K-14-6	40	6,5	400	1,82	1224,9	0,2	2433,9
	45	12,2	530	1,31	1051,9	2,6	2090
	54	11,0	420	1,59	1101,9	0,5	2189,1
	41,8	10,5	520	1,38	1094,3	2,4	2173,4
CS-8/1	58	26,0	620	0,80	714,4	(8,67)*	1420
	45	9,0	460	1,60	1172,8	(1,43)	2330,4
CS-6	60,9	14,3	430	1,45	1019,4	(3,85)	1025,6
	59,7	15,7	460	1,34	382,2	(4,45)	1951,2
	56,6	18,5	500	1,12	865,8	(6,3)	1720,3
	52,2	20,0	600	0,96	838,1	(6,72)	1665,3
	34,0	15,2	625	0,81	727,4	(8,47)	1445,3
	34,2	19,5	750	0,56	593,3	(10,6)	1178,9
CS-7/1	54,5	17,0	525	1,165	929,7	(5,27)	1847
	55,5	23,0	640	0,847	773,3	(7,74)	1536,5
	49,6	15,9	550	1,138	936,6	(5,1)	1861
	59,4	21,6	550	1,288	1060,0	(3,21)	2106,2

* В скобках приведены величины P, рассчитанные по уравнению (13).

идного давления с помощью таблицы 7 и трендов на рис. 12, находим эмпирическое уравнение:

$$RT\ln K_{Mg} (8) = 2344,7 - 76,052 P \text{ (кб)}, \text{ кал} \quad (12)$$

или же

$$P = 19,98 - 7,96 RT\ln K_{Mg}, \text{ кбар} \quad (13)$$

с коэффициентом линейной корреляции $-0,778$.

Отдавая себе отчет в низкой точности этих уравнений, попытаемся на их основе лишь сопоставить между собой режимы метаморфизма в различных структурно-фациальных зонах Западных Карпат. Результаты расчета величин P для амфиболитов из этой области приведены в таблице 7. По этим данным построены тренды метаморфизма в каждом образце (см. рис. 17). Сопоставление этих трендов указывает на то, что все четыре рассмотренных комплекса различаются не только глубиной формирования, но и по пикам РТ параметров мета-

морфизма. Во всяком случае Малые Карпаты (МК), Высокие Татры (VT) и Низкие Татры (NT) резко различаются по максимумам Р и Т. Район Малой Фатры изучен значительно слабее и пока нельзя сделать однозначное заключение о корреляции Т и Р метаморфизма в имеющихся в нашем распоряжении образцах.

На рис. 17 видно, что тренды метаморфизма пород Большого Кавказа и Малых Карпат, а также регрессивный тренд для пород из Высоких Татр совпадают. Это свидетельствует о близости термодинамических условий метаморфизма на глубинах до 18—20 км в складчатом обрамлении южной части Русской платформы. С другой стороны, положение трендов на рис. 17 указывает на вероятность находок на Кавказе и более глубинных метаморфических пород, относящихся к базальтовому слою земной коры. Такие породы могут быть встречены в виде ксенолитов в гранитоидах или же в вулканических породах.

ЛИТЕРАТУРА

- АРАНОВИЧ, Л. Я., 1983: Биотит-гранатовые равновесия в метапелитах. I. Термодинамика твердых растворов и минеральных реакций. Очерки физ.-хим. петрологии, вып. XI.
- АРАНОВИЧ, Л. Я. — ПОДЛЕССКИ, К. К., 1981: Экспериментальное изучение равновесия гранат + силлиманит + кварц = кордиерит. Докл. Акад. Наук СССР, т. 259, № 6, с. 1440—1443.
- БАГДАСАРЯН, Г. П. — ГУКАСЯН, Р. Х. — ЦАМБЕЛ, Б. — ВЕСЕЛЬСКИЙ, П., 1983: Результаты Rb—Sr определения возраста метаморфических пород кристаллического комплекса Малых Карпат. *Geol. Zborn.* — *Geol. carpath.* (Bratislava), 34, 4, с. 387—397.
- КОРИКОВСКИЙ, С. П., 1967: Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. Наука, Москва.
- КОРИКОВСКИЙ, С. П., 1979: Фации метаморфизма метапелитов. Недра, Москва. 262 с.
- ЛАВРЕНТЬЕВА, И. В., 1981: Фазовое соответствие в системе кордиерит-гранат-биотит. Кандидатская диссертация.
- ЛАВРЕНТЬЕВА, И. В. — ПЕРЧУК, Л. Л., 1981a: Кордиерит-гранатовый термометр. Докл. Акад. Наук СССР, т. 259, № 3, с. 697—700.
- ЛАВРЕНТЬЕВА, И. В. — ПЕРЧУК, Л. Л., 1981b: Фазовое соответствие в системе биотит-гранат: экспериментальные данные. Докл. Акад. Наук СССР, т. 260 № 3, с. 731—734.
- МГАЛОБЛИШВИЛИ, И. З., 1980: Петрология кристаллических пород югозападной части Балкаро-Дигорского поднятия (Большой Кавказ). Автореферат кандидатской диссертации, Тбилиси.
- ПЕРЧУК, Л. Л., 1966: Зависимость коэффициента распределения кальция между сосуществующими амфиболами и плагноклазами от температуры. Докл. Акад. Наук СССР, т. 169, № 6.
- ПЕРЧУК, Л. Л., 1969: Ставролит-гранатовый термометр. Докл. Акад. Наук СССР, т. 186, № 6, с. 1405—1407.
- ПЕРЧУК, Л. Л., 1970: Равновесия породообразующих минералов. Наука, Москва, 301 с.
- ПЕРЧУК, Л. Л., 1973: Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. Наука, Москва, 316 с.
- ПЕРЧУК, Л. Л., 1981: Коррекция биотит-гранатового термометра для случая $Mn \rightleftharpoons Mg + Fe$ изоморфизма в гранате. Докл. Акад. Наук СССР, т. 256, № 2.
- ПЕРЧУК, Л. Л. — РЯБЧИКОВ, И. Д., 1976: Фазовое соответствие в минеральных системах. Наука, Москва, 287 с.
- ПЕРЧУК, Л. Л. — ФЕДЬКИН, В. В., 1974: Вывод РТ диаграммы для равновесий минералов переменного состава. В книге: Очерки физ.-хим. петрологии, вып. 4, с. 162—176.
- ПЕРЧУК, Л. Л. — МИШКИН, М. А. — КОТЕЛЬНИКОВ, А. Р. — ЛАВРЕНТЬЕВА, И. В. — ГИРНИС, А. В. — ПОДЛЕССКИЙ, К. К. — ГЕРАСИМОВ, В. Ю., 1980:

- Термодинамические условия метаморфизма пород Ханкайского массива. В книге: Очерки физ.-хим. петрологии, вып. 9, с. 134—170.
- ПЕРЧУК, Л. Л. — КИЦУЛ, В. И. — ПОДЛЕССКИЙ, К. К. — ГЕРАСИМОВ, В. Ю. — АРАНОВИЧ, Л. Я. — ФЕДЬКИН, В. В., 1981: Эволюция метаморфизма Алданского массива. Препринт ЯФСО АН СССР, Якутск, 63 с.
- ПЕРЧУК, Л. Л. — ЛАВРЕНТЬЕВА, И. В. — АРАНОВИЧ, Л. Я. — ПОДЛЕССКИЙ, К. К., 1983: Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма. Наука, Москва.
- ПЛЮСНИНА, Л. П., 1983: Экспериментальное исследование метаморфизма базитов. Наука, Москва, 158 с.
- ШЕМПЕЛЕВ, А. Г., 1982: Разломно-блоковая тектоника Северного Кавказа по геофизическим данным. Геол. Журн., 42, № 4, с. 97—109.
- ШЕНГЕЛИА, Д. М., 1972: Петрология палеозойских гранитондов Северного Кавказа. Мецниереба, Тбилиси.
- ШЕНГЕЛИА, Д. М. — КЕЦХОВЕЛИ, Д. М., 1982: Региональный метаморфизм низких и умеренных давлений в Абхазии. Мецниереба, Тбилиси, 207 с.
- ФЕДЬКИН, В. В., 1975: Ставролит. Наука, Москва, 272 с.
- ФЕДЬКИН, В. В. — ГИРНИС, А. В. — ЯКОВЛЕВА, Л. Ю., 1983: Термодинамические условия образования древнейших метаморфических толщ Северного Памира. Очерки физ.-хим. петрологии, вып. XI.
- CAMBEL, B., 1976: Probleme der Metamorphose und der Stratigraphie des Kristallins der Westkarpaten mit Hinsicht auf die Forschungen in dem Bereich der Kleinen Karpaten. Geol. Zborn. — Geol. carpath (Bratislava), 27, 1, s. 103—116.
- DYDA, M., 1980: Physical properties and temperatures of crystallization of coexisting garnets and biotites from paragneisses of the Little Carpathians. Geol. Zborn. — Geol. carpath. (Bratislava), 31, 1—2, s. 201—213.
- KRIST, E., 1982: Metamorfóza karpatského kryštalinika. In: Metamorfne procesy v Západných Karpatoch, GÜDS, Bratislava, s. 9—22.
- PERCHUK, L. L., 1969: The effect of temperature and pressure on the equilibrium of natural iron-magnesium minerals. Int. Geol. Rev. (Washington), v. 11, No 8, s. 875—901.
- PERCHUK, L. L., 1977: Thermodynamic control of metamorphic processes. In: Energetics of geological processes, New York-Springer-Verlag, s. 285—352.

Рукопись получена 30 мая 1983