

СЕРГЕЙ ПЕТРОВИЧ КОРИКОВСКИЙ* — БОГУСЛАВ ЦАМБЕЛ** — ВЛАДИМИР
АЛЕКСАНДРОВИЧ БОРОНИХИН* — МАРИАН ПУТИШ*** — ЯРОСЛАВ МИ-
КЛОШ**

ФАЗОВЫЕ РАВНОВЕСИЯ И ГЕОТЕРМОМЕТРИЯ МЕТАПЕЛИТОВЫХ РОГОВИКОВ ВОКРУГ МОДРАНСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА (МАЛЫЕ КАРПАТЫ)

(Рис. 8, Табл. 5)



Резюме: В работе дается описание и петрологический анализ кордиеритсодержащих роговиков из ореола Модранского массива, метаморфизованных в условиях андалузит-биотит-мусковитовой субфации. В зависимости от насыщенности пород калием парagenезисы различны: для мусковитсодержащих роговиков характерна ассоциация кордиерит + андалузит + биотит + мусковит + кварц с кордиеритом железистостью 39 %, для безмусковитовых роговиков — кордиерит + гранат + биотит + кварц, где железистость кордиерита — 34 %, а зонального граната — от 79 (центр) до 84 % (край). Микрозондовое изучение составов зональных гранатов и включений биотитов в разных частях зерен граната показало (по биотит-гранатовому термометру), что они кристаллизовались по мере роста температуры — от ~ 500 ° (центр) до 630—650 °C (край), но на фоне одновременного падения давления. К краям зерен гранатов уменьшается содержание Mn, но возрастает величина Fe/Fe + Mg. Обсуждается положение Р-Т поля роговиков на петрогенетической сетке, и делается вывод, что ореол вокруг Модранских гранитов сформировался позднее ореола, связанного с Братиславским массивом, в условиях больших температур, но меньших давлений. Слюдястые псевдоморфозы по кордиериту (микрозондовые анализы) оказывались гидрослюдами с дефицитом К в решетке (ряд мусковит-иллит). Их образование является частью процесса гидротермальной аргиллизации под воздействием растворов, связанных с Модранским массивом.

Abstract: The paper describes hornfelses containing cordierite from the aureole around the Modra granite massif referring to the andalusite-biotite-muscovite subfacies. Parageneses vary depending on the saturation of the rocks with K_2O : the association cordierite+andalusite+biotite+muscovite+quartz, with Fe-value (Fe/Fe+Mg %) of cordierite equal 39 % is characteristic of muscovite containing hornfelses, where in the paragenesis garnet+cordierite+biotite+quartz with Fe-value of cordierite — 30 %, and that of zonal garnet from 79 % (the core) to 84 % (the edge) is stable in K_2O -undersaturated hornfelses. Microprobe study of the zonal garnets and biotite inclusions in different parts of the garnet grains showed that they had crystallized with rising the temperature from ~ 500 °C (the core) to 630—650 °C (the edge) (biotite-garnet geothermometer) but with simultaneous falling the pressure. The Mn-content decreases to the edges of the garnet grains

* Д-р С. П. Кориковский, д-р В. А. Боронихин, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, Старомонетный пер. 35, 109 017 Москва.

** Акад. Б. Цамбел, д-р Я. Миклош, Геологический институт САН, Дубравска цеста 9, 814 73 Братислава.

*** Д-р М. Путиш, канд. наук, Кафедра петрографии Естественного факультета Университета им. Я. А. Коменского, Московская ул. 2, 811 08 Братислава.

but Fe/Fe+Mg ratio increases. The location of the P-T field of hornfelses on the petrogenetic grid is discussed and a conclusion is drawn to the effect that the aureole around the Modra granites has been formed later than the aureole associated with the Bratislava massif, under conditions of higher temperatures and lower pressures. The white-mica pseudomorphs of cordierite (microprobe analyses) proved to be K-hydromicas with a deficiency of alkalis in the crystal structure (muscovite-illite solid solution). Their formation is a process of hydrothermal argillization under the influence of the solutions associated with the Modra granites.

Введение

В течение прошлого и в начале этого века геологи не уделяли должного внимания проблемам кристаллинику северо-восточной части Малых Карпат (район между Цайланской Грубой долиной и сс. Пезинок — Модра — Часта — Горне Орешаны). Это район Модранского гранодиоритового массива. Главное внимание уделялось кристаллинику в области выступа Братиславского гранитного массива между сс. Юр при Братиславе, Пезинок, Марианка, Боринка и г. Братислава — работы Kornhuber (1856, 1857, 1900) Richarz (1908), несколько работ Коутека и Зоубека, которые были собраны в отдельной монографии под названием „Пояснения к геологической карте, лист Братислава 4758” (Koutek — Zoubek, 1936).

Монографическая работа Beck — Vettters (1904), в которой дается обзор геологии и геологическая карта Малых Карпат, не касается проблем кристаллинику северо-восточной части Малых Карпат. Исследование Andrian — Paul (1864) имеет лишь историческое значение.

Район Пезинок-Пернецкого кристаллинику (участок между сс. Пезинок и Пернек) также был в центре внимания геологов, так как в этом районе добывались пиритовые и антимонитовые руды (Krusch, 1916; Lachmann, 1915; Paik, 1937). В послевоенном периоде здесь начались работы Cambel (1950, 1954a, b, 1958, 1962) и поисковые работы под руководством С. Полака, которые способствовали расширению знаний о металлогении Малых Карпат.

Северо-восточная часть Малых Карпат между сс. Пезинок — Модра — Долные и Горные Орешаны была исследована только G. и Z. Taborffy (1915, 1916), причем Тоборффи дал петрографическую характеристику пород кристаллинику района с. Модра (Гармонская серия) и указал на наличие известково-силикатных роговиков в районе сс. Модра-Гармония, которые, как мы сегодня знаем, формируются под влиянием контактового воздействия гранодиоритов на известняки Гармонской серии.

Особое внимание кристаллинику в районе между сс. Модра и Орешаны уделяет монографическая работа Cambel (1954). Автор в этой работе охарактеризовал кристаллические сланцы впервые выделенной им Гармонской серии, которую он считает самостоятельной серией с особым литологическим и стратиграфическим характером. Он обратил внимание на различный характер метаморфизма Гармонской серии, связанной с внедрением магмы Модранского гранодиорита, по сравнению с метаморфизмом вблизи Братиславского массива.

Внедрение модранской гранодиоритовой магмы вызывает типичный контактовый метаморфизм, образование известково-силикатных роговиков, пятнистых сланцев с андалузитом и биотитом, роговиковых биотитовых сланцев и т. д. Гармонская серия имеет иной состав, чем сланцы нижележащего Пезинек-Пернекского кристалликума, что также отражается на составе и типах метаморфических пород. В Гармонской серии встречаются глинисто-кремнистые сланцы, спорадически переходящие в лидиты, метапирокластические продукты основного вулканизма и амфиболиты пористой текстуры, сопровождаемые пластами известняков. Под влиянием контактового метаморфизма известняки превращаются в известково-силикатные роговики с диопсидом, Са-гранатом (гроссуляром), везувинаном, волластонитом, плагноклазом, амфиболом и другими минералами. Здесь также часто встречаются битуминозные сланцы с высокой долей органического компонента, довольно сильно графитизированного.

Новый этап изучения метаморфизма Гармонской серии и сланцев подстилающего комплекса в северо-восточной части Малых Карпат, связанного с контактовым воздействием гранодиоритовой магмы модранского типа начался лишь в последнее время (Кориковский и др., 1984). Продолжением этих исследований является и настоящая работа, посвященная минералогии контактово-измененных глинисто-кремнистых сланцев (метапелитов). Полученные результаты опираются на микрозондовые исследования минералов, на основании чего восстанавливаются Р-Т условия метаморфических процессов. Без применения парагенетического анализа и геотермометров эти проблемы еще несколько лет тому назад было невозможно решить, и в этом новом подходе заключается отличие современных исследований от предыдущих.

При составлении Карты метаморфизма кристалликума Малых Карпат (Кориковский — Цамбел — Миклош — Янак, 1984) было установлено, что зональный метаморфизм, тесно связанный с гранитами Братиславского и Модранского массивов, состоит из двух этапов. Оба они, согласно результатами Rb-Sr изохронного метода, имеют герцинский возраст (Bagdasarjan et al., 1982; Багдасарян и др., 1983).

I этап метаморфизма совпадает с внедрением Братиславских гранитов. В юго-западной половине Малых Карпат, где метаморфические изограды и зоны (биотитовая, гранатовая, ставролит-хлоритовая и ставролит-силлиманитовая) конформны контурам Братиславского массива, метаморфизм имеет явный периплутонический характер. Однако в пределах Пезинек-Пернекского кристалликума и в северо-восточной части Малых Карпат метаморфические зоны прослеживающиеся туда из Братиславского ореола, имеют уже региональное выражение, поскольку Братиславские граниты там отсутствуют (или же их кровля не вскрыта на современном эрозионном срезе). Общее давление на I этапе мы оцениваем приблизительно в 300—350 МПа, а температурный градиент — от 350 ° (биотитовая зона) до 550—560 °С (ставролит-силлиманитовая зона). Данные Rb-Sr геохронологии показали (Багдасарян и др., 1983), что формирование зонального метаморфического ореола I этапа, по-видимому, началось еще в нижнем—среднем девоне (387 ± 38 млн. лет), а его кульминационный этап, синхронный с кристаллизацией Братиславского массива, отвечает границе девон — карбон (347 ± 4 млн. лет).

II этап метаморфизма носит ярко выраженный контактовый характер и связан с внедрением Модранских гранитов. При анализе Карты метаморфизма Малых Карпат установлено, что высокотемпературные экзоконтактовые роговики

вокруг Модранского массива накладываются не только на низкотемпературные хлорит-серицитовые и биотит-серицитовые филлиты и песчаники гармонской серии, но и на породы Пезинок-Пернекской зоны, уже метаморфизованные на I этапе в условиях гранатовой и ставролит-хлоритовой субфации. По отношению к этим последним ороговикование носит вторичный, наложенный характер. Это доказывает, что до внедрения Модранского массива его рама уже была затронута зональным регионально-периплутоническим метаморфизмом. Предварительный анализ парагенезисов роговиков показал, что условия их кристаллизации (≈ 150 МПа) — значительно менее глубинные, чем ранний метаморфизм I этапа (300—350 МПа). Это можно объяснить тем, что внедрение Братиславских и Модранских гранитов было разделено стадией воздымания геоблока Малых Карпат. Возраст второго (контактового) этапа, естественно, отвечает времени кристаллизации Модранских гранитов, равному, по данным Rb-Sr изохронного метода, 324 ± 18 млн. лет (нижний карбон).

В настоящей статье рассматриваются результаты минералогического и парагенетического изучения собственно контактовых роговиков Модранского массива, и дается оценка Р-Т параметров их образования.

Краткая петрографическая характеристика роговиков

Контактовый ореол вокруг Модранского массива имеет ширину, как правило, не больше нескольких сот метров. Однако площадь ороговикованных пород заметно расширяется в обширных останцах кровли внутри Модранского массива (верховья Модранского потока на ЮВ от с. Кухня и район Заячьей канавы на З от с. Пила), а также вдоль восточного края массива (район дер. Дубова), где есть основания предполагать очень пологий наклон апикальной части гранита на запад под породы гармонской серии.

В пределах контактового ореола встречаются породы разнообразного исходного состава: метапесчаники, метапелиты, орто- и пара- амфиболиты, карбонатно-силикатные сланцы и скарнированные мраморы. Их общим свойством является плотная, мелкозернистая, массивная текстура и отсутствие регионального глубинного расщепления, столь типичного для пород I этапа метаморфизма.

В роговиках устойчивы минералы группы эпидота и мусковит, и поэтому по классификации Ревердатто (1970) контактовые породы в целом относятся к роговообманково-роговиковой фации. В амфиболитах стабильна оливково-зеленая или зеленая роговая обманка с клиноцоизитом и плагиоклазом широко меняющейся основности. В карбонатно-силикатных сланцах и скарнированных мраморах устойчивы клинопироксен, оливково-зеленая или бесцветная роговая обманка, цоизит, волластонит и гроссуляр, с плагиоклазом вплоть до лабрадора.

Наиболее типичные метапелитовые роговики имеют пятнистую структуру, массивную или полосчатую текстуру. Полосчатость, по-видимому, отражает первично-литологическую неоднородность пород, и нередко подчеркивается большим количеством послойных кварцевых и плагиоклаз-кварцевых жил и прожилков. Главные минералы роговиков — биотит, андалузит, кордиерит, мусковит, плагиоклаз и кварц; и зредка присутствует гранат и в единичных случаях отмечался фибролитовый силлиманит.

Основная ткань бедных кальцием роговиков представлена мелко- или микрозернистым агрегатом биотита, мусковита, плагиоклаза и кварца с субпараллельной ориентировкой чешуек слюд. Мусковит в основной массе обладает обычно большим идиоморфизмом, и его чешуйки более крупные, чем у биотита.

На фоне микрозернистого мезостазиса выделяются большие округлые порфиробласты андалузита и кордиерита, достигающие 3—10 мм и составляющие иногда 30—50 % объема породы, что придает роговикам характерную пятнистость.

Андалузит — бесцветный в шлифе, иногда со слабым плеохроизмом в розовых тонах. Образуется призматические кристаллы с множеством мелких прорастаний кварца, мусковита и биотита.

Кордиерит дает округлые зерна, насыщенные беспорядочно ориентированными вростками биотита, мусковита и кварца. Сам кордиерит очень редко сохраняет свежий облик — обычно он в значительной мере, а чаще полностью замещается микрозернистым серицитовым агрегатом. Характерная особенность кордиерита — наличие лимонно-желтых плеохрончных дворикивок вокруг включений циркона. Такие дворики являются важнейшим диагностическим признаком кордиерита, отличающим его от плагиоклаза, поскольку по рельефу, серым цветам интерференции и наличию полисинтетических двойников кордиерит и плагиоклаз очень сходны друг с другом.

Гранат в роговиках, в отличие от сланцев I этапа, встречается крайне редко. Он образует мелкие округлые зерна размером не выше 0,5—1 мм с микровключениями кварца и биотита.

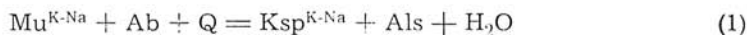
Плагиоклаз имеет кислый или средний состав (№ 20—40) и нередко прямую или обратную зональность. Обычно вместе с кварцем, биотитом и мусковитом образует мезостазис породы, но иногда, как и кордиерит, дает порфиробласты.

Характерная особенность роговиков — их различное по интенсивности, но повсеместное низкотемпературное изменение. Как уже отмечалось, наиболее ярко это выражается в серицитизации кордиерита, свежие зерна которого представляют собой исключительную редкость. Часто наблюдается замещение серицитом плагиоклаза, реже андалузита, а также хлоритизация биотита.

Минеральный состав и парагенезисы роговиков

Минеральные ассоциации метapelитовых роговиков по всему периметру Модранского массива оказались практически идентичными, и указывают на условия андалузит-биотит-мусковитовой субфации (Кориковский, 1979). Для нее характерна стабильность андалузита с биотитом, мусковитом, железистого кордиерита, граната. Ставролит полностью отсутствует.

Высокотемпературной границей андалузит-биотит-мусковит-роговиковой субфации является реакция распада наиболее натровых мусковитов



Однако даже в непосредственном контакте с Модранскими гранитами этот предел не достигался. Температура в Модранском ореоле не превышала условий стабильности мусковита с кварцем и плагиоклазом, поскольку альтернативный

парагенезис Andl + Ksp или Sill + Ksp не был встречен ни в одном из образцов. Андалузит также устойчив внутри всего ореола. Лишь в нескольких шлифах, на краях крупных призматических зерен андалузита обнаружены новообразования единичных игл фибролитового силлиманита (например, в обр. 63/82-М).

Более низкотемпературные субфации роговиков, чем андалузит-биотит-мусковитовая, в пределах ореола проявлены редко, и то лишь в случаях, когда ороговикование накладывается на метапесчаники и филлиты гармонской серии. Метаморфизм которых на I этапе не превышал биотитовой субфации. Возможно, к этой категории относятся биотит-мусковит-плагноклаз-кварцевые роговики из района с. Пила и высоты Клокоч (обр. 115—119/83-М), в которых хорошо видны реликты псаммитовой структуры — крупные, регенерированные обломки кварца. Однако из-за отсутствия высокоглиноземистых минералов диатнозировать принадлежность этих пород к определенной субфации оказалось затруднительно.

Среди роговиков андалузит-биотит-мусковитовой субфации в Модранском ореоле встречаются мусковитсодержащие и безмусковитовые метапелиты. Разная степень насыщенности пород калием влияет не только на присутствие или отсутствие мусковита, но приводит и к различию в парагенезисах темноцветных минералов. Поэтому остановимся на этом более подробно.

Все бедные кальцием кварцсодержащие породы (метапелиты, метапсаммиты и метапорфириды) по степени насыщенности калием разделяются на 3 петрохимических класса: пересыщенные, насыщенные и недосыщенные K_2O (Марашев, 1965; Кориковский, 1979). В породах с разной первичной концентрацией калия общие фазовые равновесия сильно различаются. Это обстоятельство важно подчеркнуть, так как в ряде работ влияние первично-литологических факторов нередко смешивалось с влиянием температуры и давления, что приводило к ошибкам в определении фациальной принадлежности метаморфических пород.

К пересыщенным K_2O породам относятся разности, которые уже начиная с зеленосланцевой фации, содержат избыточный калишпат. Обычно это метааркозы, продукты дезинтеграции и метаморфизма гранитов, кислые метаэффузивы и их туфы. Вследствие высокого первичного отношения K/Al , в этих породах ни при каких температурах не возникают хлоритонд, ставролит, кордиерит и силикаты глинозема. Типичные породы этого класса — двуполевошпатовые двуслюдяные гнейсы. Их равновесия изображаются на плоскости $MgO-FeO-Al_2O_3$ в системе $Mg-Fe-Al-K$ в виде проекции из точки калишпата (проекция Коржинского).

К насыщенным K_2O породам (обычно это метапелиты и метапесчаники) относятся породы с избытком только мусковита; калишпат в них появляется лишь после высокотемпературного разложения мусковита с кварцем. В этих породах устойчивы все высокоглиноземистые минералы, парагенезисы их наиболее раз-

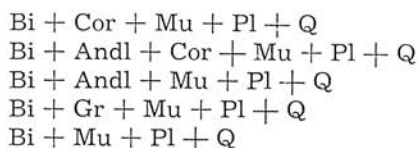
Здесь и далее — следующие обозначения: Ab — альбит; Als — силикат глинозема; Andl — андалузит; Bi — биотит; Chl — хлорит; Chld — хлоритонд; Cor — кордиерит; Gedr — жедрит; Gr — гранат; Ksp — калиевый полевой шпат; Ky — кшанит; Mu — мусковит; Phn — фенгит; Pl — плагноклаз; Q — кварц; Sill — силлиманит; Sld — селадонит; St — ставролит. Цифры при индексах минералов — их общая железистость ($Fe/Fe + Mg$, %).

нообразны, и поэтому именно они используются в качестве основы современных классификаций метаморфических фаций. Типичные породы — глиноземистые метапелиты и различные типы двуслюдяных плагиогнейсов. Их равновесия изображаются на плоскости $\text{MgO-FeO-Al}_2\text{O}_3$ в системе Mg-Fe-Al-K в виде проекции из точки мусковита (проекция Томпсона).

К недосыщенным K_2O породам относятся те из них, которые не содержат ни мусковита, ни калишпата, и биотит в них — единственный калийсодержащий минерал. Только среди них часто встречаются антофиллит, жедрит, куммингтонит и тальк; эти минералы нестабильны в первых двух типах пород, потому что реагируя с калишпатом или мусковитом, жедрит, куммингтонит и тальк должны были бы полностью заместиться биотитом. Их равновесия изображаются на обычной диаграмме $\text{MgO-FeO-Al}_2\text{O}_3$.

1. Ассоциации насыщенных K_2O пород

В мусковитсодержащих (насыщенных K_2O) роговиках, которые преобладают в Модранском ореоле, были обнаружены следующие ассоциации (с возможным участием магнетита или ильменита):



Все они изображены на Рис. 1, 1 в проекции Томпсона. В железистых метапелитах возможна ассоциация $\text{Bi} + \text{Gr} + \text{Andl} + \text{Mu} + \text{Pl} + \text{Q}$, но она не была обнаружена.

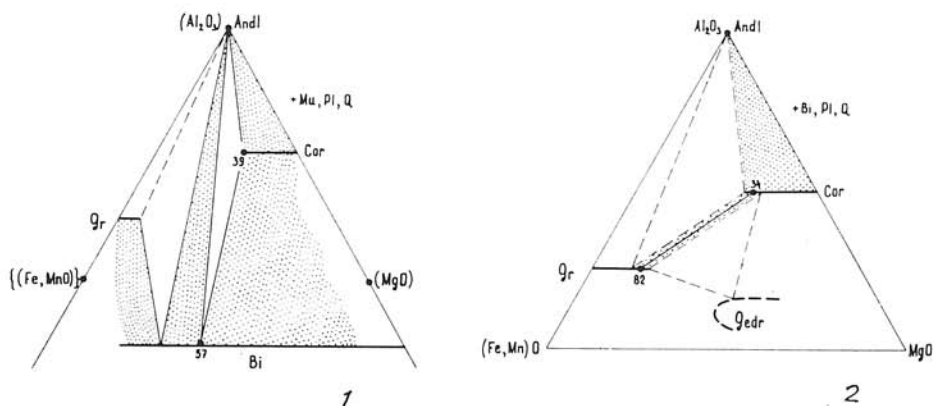
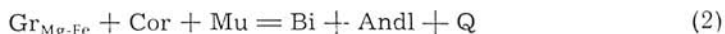


Рис. 1. Равновесия в насыщенных (1) и недосыщенных калием (2) метапелитовых роговиках андалузит-биотит-мусковитовой субфации.

Пояснения: 1 — ассоциации с избытком мусковита (система АКФМ, проекция Томпсона); 2 — ассоциации при недостатке мусковита (система АФМ). Сплошные линии — реально наблюдавшиеся ассоциации, пунктир — предполагаемые. Цифры — железистость минералов в исследованных парагенезисах (Табл. 1—4).

Как следует из диаграммы, парагенезис $\text{Gr} + \text{Cor}$ (с участием маломарганцевистых гранатов) в мусковитсодержащих породах неустойчив вследствие реакции



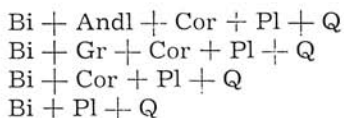
В модранских роговиках, как и в других аналогичных контактовых ореолах, вплоть до распада мусковита всегда стабильна правая часть равенства — парагенезис $\text{Bi} + \text{Andl} + \text{Q}$ при участии либо кордиерита, либо граната, но не обоих минералов вместе. Это дает основание отнести эти роговики к андалузит-биотит-мусковитовой субфации (Кориковский, 1979).

Составы типичных минералов мусковитсодержащих роговиков приведены в Табл. 1. Эти (и все последующие анализы) проведены в ИГЕМ АН СССР на микрозонде „Cameca“ MS-46 В. А. Бороныхим.

Кордиерит в парагенезисах $\text{Cor} + \text{Andl} + \text{Bi} + \text{Mu} + \text{Q}$ и $\text{Cor} + \text{Bi} + \text{Mu} + \text{Q}$ имеет практически идентичную железистость — 39 %. Составы биотитов из мезостазиса породы и из включений внутри кордиерита также очень близки. Оба анализированных мусковита очень бедны фенгитовой и паргонитовой составляющей: суммарное содержание MgO и FeO — около 1,4 вес. %, Na_2O — не выше 0,9 вес. %, что соответствует 4 % феррифенгитовой и 12 % паргонитовой молекулы. Следовательно, мусковиты из Модранского ореола близки к составу чисто мусковитового минерала в твердом растворе „мусковит-феррифенгит“ (см. Рис. 8). Подобные мусковиты характеризуют высокие ступени андалузит-биотит-мусковитовой субфации (Кориковский, 1973), по температуре приближающиеся к условиям реакции (1).

2. Ассоциации недосыщенных K_2O пород

Недосыщенные K_2O (безмусковитовые) роговики пользуются небольшим распространением в Модранском ореоле. В них были встречены следующие ассоциации (с ильменитом или магнетитом):



Они показаны на диаграмме $\text{MgO-FeO-Al}_2\text{O}_3$ (Рис. 1, 2). Присутствие K_2O отражается только на количестве биотита, который подобно плагиоклазу и кварцу, рассматривается как избыточный минерал для системы Mg-Fe-Al . Помимо вышеперечисленных ассоциаций, условно (пунктиром) показана возможность появления парагенезиса $\text{Cor} + \text{Gr} + \text{Gedr} + \text{Q}$ — одного из самых типичных для недосыщенных K_2O роговиков и малоглубинных сланцев (Ревёрдато, 1970). Однако он ограничен породами специфического состава — умеренно глинозёмистыми и с резким дефицитом щелочей. Пока такие породы не встречены в Малых Карпатах, чем можно объяснить отсутствие жадритсодержащих роговиков в Модранском ореоле.

Т а б л и ц а 1

Составы минералов из андалузит-биотит-кордиерит-мусковит-плагиоклаз-кварцевого (обр. 76/83-МР) и биотит-кордиерит-мусковит-плагиоклаз-кварцевого (обр. 110/83-М) роговиков

Минерал Окислы	Обр. 76/83-МР				Обр. 110/83-М	
	Cor	Bi (внутри Cor)	Bi (в основ- ной массе)	Mu ¹	Cor	Mu ²
SiO ₂	49,54	35,79	36,11	48,81	50,44	49,62
TiO ₂	—	2,00	1,85	0,22	—	0,17
Al ₂ O ₃	33,77	20,49	21,13	37,35	33,66	36,53
FeO	8,66	20,04	19,90	0,90	8,28	0,91
MnO	0,57	0,21	0,19	0,01	0,81	—
MgO	7,53	8,46	8,87	0,43	7,16	0,45
CaO	—	—	—	0,03	—	—
Na ₂ O	0,38	0,36	0,40	0,85	0,71	0,74
K ₂ O	0,16	8,88	8,74	10,16	0,04	10,01
Сумма Fe/Fe + Mg, %	100,61 39,2	96,23 57,1	97,19 55,7	98,76	101,10 39,3	98,43

Кристаллохимические формулы мусковитов (в пересчете на 6 катионов группы Y и Z)

Z	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Si} \\ \text{Al}^{\text{IV}} \end{array} \right.$	4,00	$\left\{ \begin{array}{l} 3,11 \\ 0,89 \end{array} \right.$	4,00	$\left\{ \begin{array}{l} 3,16 \\ 0,84 \end{array} \right.$
Y	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Al}^{\text{VI}} \\ \text{Ti} \\ \text{Fe} \\ \text{Mg} \end{array} \right.$	2,00	$\left\{ \begin{array}{l} 1,91 \\ 0,01 \\ 0,04 \\ 0,04 \end{array} \right.$	2,00	$\left\{ \begin{array}{l} 1,91 \\ — \\ 0,05 \\ 0,04 \end{array} \right.$
X	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Ca} \\ \text{Na} \\ \text{K} \end{array} \right.$	0,93	$\left\{ \begin{array}{l} — \\ 0,11 \\ 0,82 \end{array} \right.$	0,90	$\left\{ \begin{array}{l} — \\ 0,09 \\ 0,81 \end{array} \right.$

Места отбора проб: 76/83-МР — ущелье Модранского потока, 186°/950 м на Ю от выс. 541 м Высокий Райд к ЮВ от с. Кухня. 110/83-М — Заячья казна, 357°/800 м на С от выс. 463 и Клопоч к СВ от с. Плесок и к ЮЗ от с. Пила.

Важнейшим критическим парагенезисом безмусковитовых пород является парагенезис $\text{Gr} + \text{Cor} + \text{Q}$. Опыт изучения малоглубинных среднетемпературных пород показывает (Маракушев, 1965; Ревердатто, 1970; Кориковский, 1979; Kamineni, 1975; Lal-Shukla, 1975; James et al., 1978), что этот парагенезис является одним из самых типичных в метapelитах при $P_s = 100\text{—}300$ МПа и $T > 500^\circ\text{C}$, но лишь при отсутствии мусковита. При избытке мусковита, вследствие реакции типа (2), ассоциация $\text{Gr}_{\text{Mg-Fe}} + \text{Cor}$ будет полностью замещена парагенезисом $\text{Bi} + \text{Andl} + \text{Q}$. Таким образом, в ан-

Таблица 2

Составы зонального граната (зерно I) и ассоциирующих с ним биотитов и кордиеритов

		Гранат с включениями или контактирующими чешуйками биотита						
Точка на Рис. 2	Центр (с)	Промежуточная зона						b ₁
		c ₁		c ₂		c ₃		
Минерал	Gr	Gr	Bi	Gr	Bi	Gr	Bi	Gr
Оксиды								
SiO ₂	37,11							37,90
TiO ₂	—							—
Al ₂ O ₃	20,90							21,11
FeO	32,50	33,98	14,87	34,29	14,93	33,41	15,28	34,36
MnO	2,58	1,52		1,60		1,77		1,54
MgO	4,71	4,76	14,44	4,58	14,02	4,79	13,92	4,29
CaO	1,44							1,33
Na ₂ O	—							—
K ₂ O	—							—
Сумма	99,24							100,53
Fe/Fe + Mg, %	79,5	80,0	36,6	80,8	37,4	79,6	38,1	81,8
Температура (°C) по биотит-гранатовому термометру:								
Перчук и др. (1983), ур-с (35):		549		546		564		621
Ferry — Spear (1978):		503		499		529		632

Место отбора пробы: 45/81-М — ущелье Модранского потока, 243°/1000 м к ЗЮЗ от выс. 650 м. Гайдой к ЮВ от с. Кухиня.

далузит-биотит-мусковитовой субфации, в условиях одинаковых температур, возможна одновременная устойчивость казалось бы взаимоисключающих (см. Рис. 1, 2) ассоциаций $Gr + Cor$ и $Bi + Andl + Mu$, но в породах разной насыщенности калием.

В роговиках Модранского ореола наиболее информативным для суждений об условиях кристаллизации роговиков явился парагенезис $Gr + Cor + Bi + Pl + Q$ (обр. 45/81-М), обнаруженный в ущелье Модранского потока. Это типичный пятнистый роговик, в котором основная ткань представлена микрозернистым биотит-плагноклаз-кварцевым агрегатом, среди которого вкраплено большое количество мелких зерен граната (размером 0,2—0,8 мм) и округлые зерна кордиерита. Первичный мусковит полностью отсутствует. В породе проявлены низкотемпературные изменения — частичное замещение плагноклаза и кордиерита серицитом, а биотита-хлоритом.

(Рис. 2) из кордиерит-гранат-биотитового роговика (обр. 45/81-М)

						Кордиерит с включением биотита		
Краевая зона						Центр (d ₁)	Край (d ₂)	(d ₃)
	a ₃		b ₂	a ₁	a ₃			
Bi	Gr	Bi	Gr	Gr	Gr	Cor		Bi
38,95	37,33		37,60	37,58	35,94	49,80	50,05	36,64
2,69	—		—	—	—	—	—	2,19
19,13	21,15		20,94	21,04	20,20	33,89	33,34	20,75
18,71	34,72	18,08	33,67	34,26	34,83	7,58	7,59	18,56
0,04	1,61		1,48	1,61	1,68	—	0,08	—
10,99	4,29	9,90	4,82	4,38	4,13	8,29	8,31	10,71
—	1,30		1,30	1,41	1,37	—	—	0,03
0,42	—		—	—	—	0,47	0,43	0,46
9,19	—		—	—	—	—	—	8,17
100,12	100,40		99,81	100,28	98,15	100,03	99,80	97,51
49,7	81,9	50,6	79,7	81,4	82,5	33,8	33,9	49,3
		633						
		656						

Результаты детального исследования гранатов, кордиеритов и биотитов в обр. 45/81-М приведены в Табл. 2—4 и использованы для построения диаграммы на Рис. 1, 2. Железистость кордиерита — 34 %, а равновесного с ним зонального граната (внешняя оторочка зерен) — 82—84 %. Это — среднее значение составов данных минералов. Как следует из топологии диаграммы, наиболее железистые граната и кордиериты должны быть в парагенезисе $\text{Cor} + \text{Gr} + \text{Andl} + \text{Q}$ ($\pm \text{Bi}$), а наиболее магнезиальные — в парагенезисе $\text{Cor} + \text{Gr} + \text{Gedr} + \text{Q}$, но поскольку такие ассоциации не встречены, они показаны на Рис. 1, 2 пунктиром.

В других комплексах аналогичной температурной ступени, разница в железистости граната и кордиерита между парагенезисами $\text{Cor} + \text{Gr} + \text{Andl}(\text{Sill}) + \text{Q}$ и $\text{Cor} + \text{Gr} + \text{Gedr} + \text{Q}$ составляет 10—15 % (Кориковский, 1979; Хлестов — Ушакова, 1965).

Таблица 3

Составы зонального граната (зерно II), обр. 45/81-М

Точка на Рис. 3 Окислы	Центр d	Край d ₁	Край d ₂
SiO ₂	37,48	38,20	35,98
Al ₂ O ₃	20,98	21,09	20,05
FeO	32,43	34,23	34,48
MnO	2,63	1,43	1,50
MgO	4,81	4,19	3,81
CaO	1,43	1,55	1,43
Сумма	99,76	100,69	97,25
Fe/Fe + Mg, %	79,2	82,2	83,5

Таблица 4

Составы зонального граната (зерно III) и ассоциирующих биотитов (обр. 45/81-М)

Точка на Рис. 3 Окислы	Центр			Промежуточная зона				Краевая зона		
	e	e ₁		e ₂		e ₃		e ₄		e ₅
Минерал	Gr	Gr	Bi	Gr	Bi	Gr	Bi	Gr	Bi	Gr
SiO ₂	36,60									35,96
Al ₂ O ₃	20,47									20,28
FeO	32,39	33,03	15,22	34,12	15,84	34,59	18,55	35,45	22,69	34,79
MnO	3,33	3,44		1,68		1,76		1,68		1,59
MgO	4,11	4,20	11,96	4,36	12,98	4,05	10,51	3,62	10,53	3,71
CaO	1,54									1,43
Сумма	98,44									
Fe/Fe + Mg, %	81,7	81,5	41,6	81,4	40,6	82,7	49,7	84,6	54,7	84,0
Температура (°C) по биотит-гранатовому термометру										
Перчук и др. (1983), ур-е (35):		569		562		615		628		
Ferry — Spear (1978):		538		526		621		643		

3. Зональность гранатов и составы минералов в кордиерит-гранат-биотитовом роговике

В обр. 45/81-М детально изучено 3 зерна граната, включенные в них или контактирующие с гранатом чешуйки биотита и кордиерит. Зарисовки исследованных зерен приведены на Рис. 2 и 3.

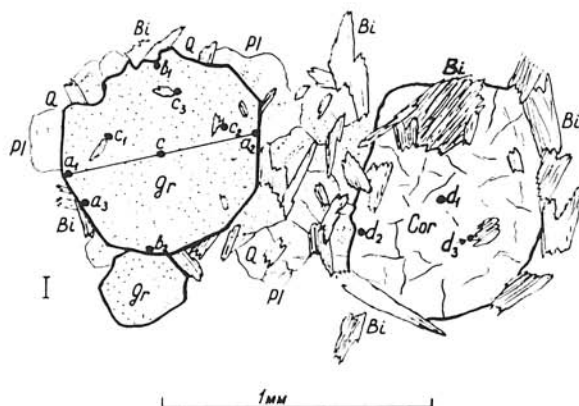


Рис. 2. Зерно граната I и ассоциирующего кордиерита, обр. 45/81-М.
Пояснения: Буквами обозначены точки, в которых сделаны микрозондовые анализы граната, биотита и кордиерита (см. Табл. 2); линия a_1 — a_2 — микрозондовый профиль (Рис. 4).

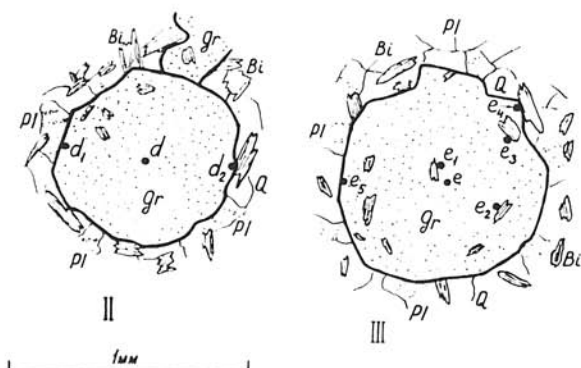


Рис. 3. Зерна граната II и III, обр. 45/81-М.
Пояснения: Буквами обозначены точки, в которых сделаны микрозондовые анализы (см. Табл. 3, 4).

Все гранаты оказались симметрично-зональными: от центра к краям возрастает содержание FeO, уменьшается содержание MnO и MgO, что сопровождается возрастанием величины $Fe/Fe + Mg$ от центра к краям (Рис. 4). Содержание CaO практически постоянно и невелико. Это — необычный тип зональ-

ности, центрологическая интерпретация которого будет дана в следующем разделе. Отметим только, что снижение количества Mn от центра к краям — типичный признак прогрессивной зональности (рост T°), а увеличение железистости — обычно рассматривается в качестве ретроградного процесса (А в ч е н к о, 1982).

Как можно судить по анализам центральных, промежуточных и краевых частей зерен граната (Табл. 2—4), в сторону краевой зоны железистость возрастает

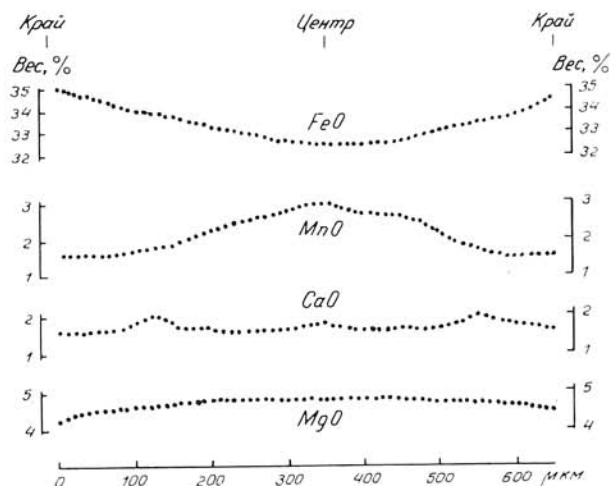


Рис. 4. Микрозондовый профиль через зерно граната I по линии a_1 —с— a_2 (см. Рис. 2).

на 2—4 мол. $\%$; зерно I — от 79,5 до 82,5; зерно II — от 79,2 до 83,5; зерно III — от 81,7 до 84 мол. $\%$. Максимальный перепад в содержании MnO наблюдается в зерне III: от 3,33 вес. $\%$ (центр) до 1,68 (край). Исключением является только контакт зерна I с другим, более мелким зерном граната (точка b_2 , Рис. 2), где железистость краевой части граната I (79,7) практически такая же, как в центре (79,5). Это означает, что изменение железистости по мере роста граната происходит за счет обменных равновесий с зернами биотита из окружающего биотит-плагноклаз-кварцевого мезостазиса; в то же время в контактах двух гранатов таких обменных реакций не происходит.

Данные по зональности гранатов (Табл. 2—4) в усредненном для каждого зерна виде показаны на Рис. 5.

Состав биотитов из включений внутри граната также закономерно меняется: от центральных или промежуточных частей зерен граната к его краям железистость биотитовых чешуек возрастает от 36 до 51 $\%$ в зерне I и от 42 до 55 $\%$ в зерне III.

В отличие от граната, кордиерит оказался практически гомогенным — его железистость в центре и с краю равна 33,8 и 33,9 мол. $\%$ (точки d_1 и d_2 на Рис. 2, Табл. 2).

Р-Т условия кристаллизации и петрологическая интерпретация равновесий в роговиках

1. Биотит-гранатовая термометрия роговиков и зональных гранатов

Микрозондовые анализы включений биотита вместе с контактирующей с ними соответствующей частью зерна граната позволяют с помощью биотит-гранатового термометра оценить изменение температуры кристаллизации зональных кристаллов и самых роговиков. Мы воспользовались последним вариантом термометра Перчука (Перчук и др., 1983) и термометром Ферри и Спирра (Ferry—Spear, 1978). Результаты приведены в Табл. 2 и 4, а также (в усредненном для каждого зерна виде) нанесены на диаграммы на Рис. 5. Эти

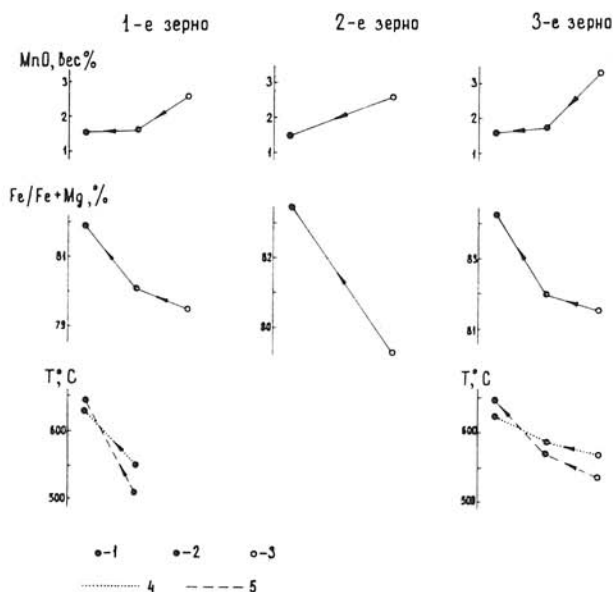


Рис. 5. Изменение составов и температуры кристаллизации зональных гранатов от центра к краям зерен в кордиерит-гранат-биотитовом роговике (обр. 45/81-М, см. Табл. 2—4).

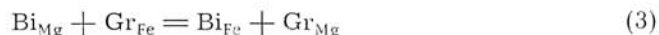
Пояснения: 1 — край; 2 — середина; 3 — центр зерна; температуры кристаллизации по данным биотит-гранатового термометров; 4 — Перчука (Перчук и др., 1983), 5 — Ferry—Spear 1978).

данные показывают, что разрастание зерен граната сопровождалось увеличением температуры. По оценке Перчука, по мере роста зерна I температура повышалась от 553 до 627 °C, в зерне III — от 569 до 628 °C. Оценка по Ферри и Спирру: в зерне I — рост температуры от 510 до 644 °C, в зерне III — от 538 до 643 °C.

Таким образом, формирование контактового парагенезиса $Gr + Cor + Bi + Pl + Q$ за счет какой-то ранней ассоциации I этапа, сопровождалось ростом

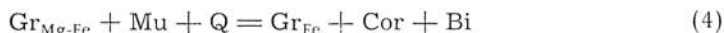
температуры. Данные биотит-гранатовой термометрии подтверждает также прогрессивная зональность гранатов в отношении Mn: его содержание быстро снижается от центров к краям всех зерен гранатов. Как тогда объяснить одновременное возрастание в том же направлении железистости гранатов, если известно, что увеличение температуры должно приводить к противоположной тенденции — росту магнезиальности гранатов во внешней краевой оторочке (Авченко, 1982; Tracy et al., 1976; Thompson et al. 1977)?

Дело в том, что состав минералов в паре Gr + Bi контролируется двумя типами равновесий (Перчук, 1973) — обменным и смещенным. Обменное Fe-Mg равновесие



зависит практически только от температуры, и поэтому оно положено в основу биотит-гранатового термометра. Для обр. 45/81-М обменные Fe-Mg равновесия фиксируют повышение температуры в ходе роста кристаллов граната.

Второй тип равновесий — смещенный — контролирует предельную магнезиальность граната и в каждом парагенезисе имеет разное выражение. В данном случае для парагенезиса Cor + Gr + Bi + Q это равновесие имеет вид



Оно мало зависит от температуры (H_2O не выделяется и не поглощается), но имеет большой положительный объемный эффект и, следовательно, сильно зависит от давления. Поскольку правая часть уравнения имеет больший объем, с уменьшением давления реакция смещается вправо, сопровождаясь увеличением железистости граната в краевой зоне; с ростом давления равновесие смещается влево, и краевая зона граната будет более магнезиальной.

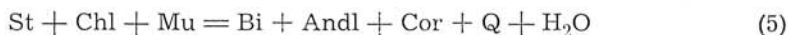
В приложении к Модранскому ореолу общий анализ парагенезисов показал, что образование роговиков, наложенных на зонально-метаморфизованные породы I этапа, происходило в условиях значительно меньших давлений (Кориковский и др., 1984). Поэтому повышение железистости гранатов в краевой зоне можно объяснить смещением вправо реакции типа (4), вызванным снижением давления на II этапе метаморфизма. Таким образом, сочетание в зональности гранатов явно прогрессивной тенденции (понижения содержания Mn к краям) с увеличением величины Fe/Fe + Mg есть результат суммарного действия двух противоположных факторов: роста температуры на фоне понижения глубинности.

Получение нами аналитические данные не позволяют количественно оценить величину давления в контактовом ореоле. Парагенезис Andl + Bi + Cor + Mu + Pl + Q (обр. 76/83-МР, Табл. 1) не содержит граната, и поэтому к нему не применим плагиоклаз-гранат — Al_2SiO_5 — кварцевый барометр (Ghent, 1976). В парагенезисе Gr + Cor + Bi + Pl + Q (обр. 45/81-М отсутствует силикат глинозема, и в связи с этим мы не можем воспользоваться гранат-кордиерит-силлиманит-кварцевым геобарометром (Перчук и др., 1983). Поэтому давление при контактовом метаморфизме определяется по петрогенетической сетке.

2. Возможные реакции новообразования кордиерита в роговиках

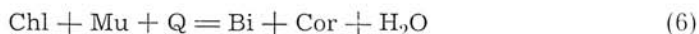
Фазовые равновесия роговиков Модранского ореола отличаются от парагенезисов ставролит-хлоритовой и ставролит-силлиманитовой зон I регионально-периплутонического этапа метаморфизма; главные отличия — неустойчивость в роговиках ставролита и стабильность железистого кордиерита. Рассмотрим возможные реакции образования кордиерита на примере ороговирования метapelитов ставролит-хлоритовой зоны I этапа. Такое наложение широко проявлено вдоль всего западного края Модранского массива (Putiš, 1983; см. карту метаморфизма — Кориковский и др., 1984), например, в долине Модранского потока, на ЮВ от с. Кухня, где отобраны образцы кордиерит-андалузит-биотитовых и кордиерит-гранат-биотитовых роговиков.

Прежде всего, наиболее вероятной представляется реакция распада ставролит-хлоритового парагенезиса



При этом и ставролит, и хлорит полностью исчезают и вместо них образуется обычный роговиковый парагенезис $\text{Bi} + \text{Andl} + \text{Cor}$.

Другая вероятная реакция может быть связана с распадом хлорита — типичного минерала ставролит-хлоритовой, гранатовой и биотитовой зон I этапа метаморфизма:



Эта реакция может объяснить большое количество включений мелких чешуек биотита во всех зернах кордиерита. В отличие от мезостазиса роговиков, где биотит и мусковит расположены субпараллельно, включения биотита в кордиерите ориентированы беспорядочно, что доказывает их образование позднее биотит-мусковит-плаггиоклазового мезостазиса роговиков, одновременно с ростом порфиробластов кордиерита.

Реакции (5) и (6) идут с выделением H_2O и сопровождаются большим положительным объемным эффектом. Следовательно, им благоприятствуют рост температуры и падение давления, то есть условия, фиксирующие переход от I ко II этапам метаморфизма.

3. P-T параметры роговиков Модранского ореола на петрогенетической сетке

На Рис. 6 показана упрощенная P-T диаграмма равновесий метapelитов в интервале 400—650 °C (Кориковский, 1979), построенная при значениях $P_{\text{H}_2\text{O}}$ уменьшающихся в сторону высоких температур: от $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,8 P_s$ (около границы появления первых ставролитов) до $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5 P_s$ (у линии разложения мусковита). Поле стабильности парагенезиса $\text{Mu} + \text{Ksp} + \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{Q}$ показано в виде полосы, ограниченной слева линией реакции $\text{Mu}^{\text{K-Na}} + \text{Ab} + \text{Q} = \text{Ksp}^{\text{K-Na}} + \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{H}_2\text{O}$ (начало разложения K-Na — мусковитов), справа — линией реакции $\text{Mu}^{\text{K}} + \text{Q} = \text{Ksp}^{\text{K}} + \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{H}_2\text{O}$ (разложение последних

чисто калиевых мусковитов, при $P_{H_2O} = 0,5 P_s$). Кроме того, штрих-пунктиром нанесена экспериментальная кривая разложения мусковита с кварцем при $P_{H_2O} = P_s$ (Kerrick, 1972; Жариков и др., 1972). Линия полиморфных переходов $Ky \rightarrow Sill$ и $Andl \rightarrow Sill$ показаны по данным Холдэвэя (Holdaway, 1971). Пунктиром нанесена граница устойчивости парагенезиса $Gr + Cor + Al_2SiO_5 + Q$ в породах, недосыщенных калием (Кориковский, 1979, Рис. 35). Сравнение ее с положением линии реакции $Bi + Sill + Q = Gr + Cor + Ksp + H_2O$ (граница гранат-кордиерит-калишпатовой фации) показывает, что в недосыщенных K_2O породах ассоциация $Gr + Cor + Al_2SiO_5 + Q$ появляется при температурах на $100-120^\circ C$ ниже, чем в породах, богатых K_2O . Это объясняет обычную устойчивость гранат-кордиеритовых ассоциаций при $P_s = 100-300$ МПа в температурном поле биотит-андалузит-мусковитовой субфации, но в безмусковитовых породах.

При определении Р-Т поля устойчивости роговиков Модранского ореола на диаграмме, выявляются серьезные разногласия между оценками по биотит-гранатовому термометру, и по петрогенетической сетке и экспериментальным данным.

Парагенезисы роговиков показывают, что они находятся целиком в поле стабильности мусковита с кварцем (ассоциация $Als + Ksp$ отсутствует) и в области устойчивости андалузита, но вблизи линии полиморфного перехода $Andl \rightarrow Sill$ (спорадические находки фибrolита). В недосыщенных калием породах присутствует ассоциация $Gr + Cor + Q$. Этим условиям отвечает область n_1 на диаграмме; ее координаты — $T = 570-580^\circ C$, $P_s = 200$ МПа.

В то же время данные биотит-гранатовой термометрии (Перчук и др., 1983; Ferry — Spear, 1978) для краевых частей зерен граната, равновесных с кордиеритом и с биотитом из основной массы породы, дают значения температур $620-660^\circ C$. Если оценка P_s 200 МПа верна, то этим данным отвечает область n_1 на диаграмме.

Такое положение Р-Т поля роговиков расходится с положением экспериментально определенных линий $Andl \rightarrow Sill$ и $Mu + Q = Ksp + Al_2SiO_5 + H_2O$ (при $P_{H_2O} = P_s$), достоверность которых как будто общепризнаны. Область n_1 расположена за пределами устойчивости мусковита с кварцем (как при $P_{H_2O} = 0,5 P_s$, так и при $P_{H_2O} = P_s$), и в поле силлиманита, что не соответствует реальным парагенезисам модранских роговиков. Если мы при тех же температурах примем более низкую оценку давления, например 150 МПа, то область n_1 сместится в поле стабильности андалузита, но в то же время отойдет более глубоко в поле устойчивости $Ksp + Als$, и достигнет линии реакции $Bi + Andl + Q = Gr + Cor + Ksp$, что еще больше расходится с природными ассоциациями Модранского ореола.

Таким образом, мы констатируем противоречие между показаниями биотит-гранатового термометра с одной стороны и опорными экспериментально изученными равновесиями и петрогенетической сеткой — с другой. Следует отметить, что по мере расширения применения микрозонда, на такие расхождения все чаще указывают петрологи (St — O n g e, 1984), и, по видимому, их можно объяснить еще недостаточно точной калибровкой геотермобарометров.

Учитывая указанные расхождения, область N представляется более реальной для характеристики Р-Т условий контактового метаморфизма в ореоле Модранского массива, чем область N_1 .

Оценка температур кристаллизации внутренних и центральных частей кристал-

лов граната из кордиерит-гранатовых роговиков дают следующие минимальные значения (Табл. 2): по Bi-Gr термометру Перчука и др. (1983) — 546—549 °C, по термометру Ferry—Spear, (1978) — 499—503 °C. Эти цифры совпадают с температурой кристаллизации парагенезиса Gr + St + Chl + Bi + Mu + Pl + Q (обр.93/83/МК) из ставролит-хлоритовой зоны I этапа метаморфизма (Кориковский и др., 1984). По тем же термометрам для него были получены соответственно значения T° — 552 и 508 °C. Это подтверждает сделанный при составлении карты метаморфизма вывод о том, что в западной части Модранского массива роговики были наложены на породы ставролит-хлоритовой субфации I этапа метаморфизма. Следовательно, ядра гранатов из кордиерит-гранатовых роговиков являются реликтами ставролит-хлоритовой субфации.

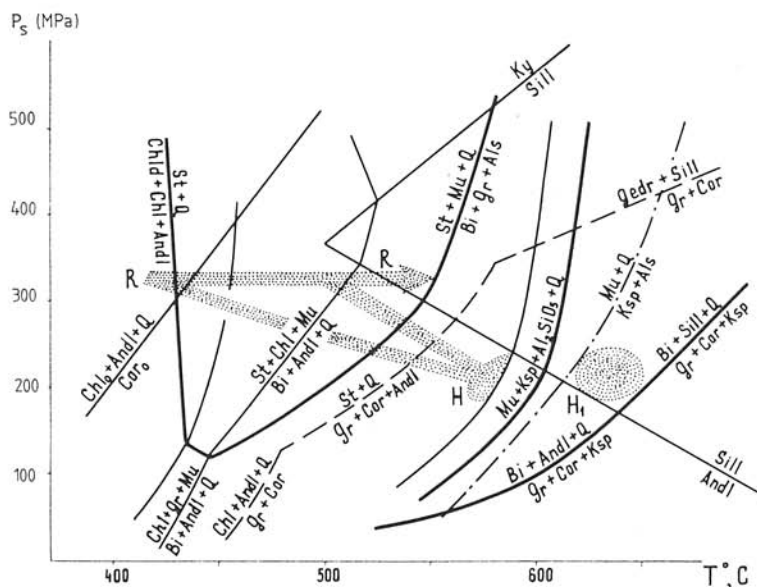


Рис. 6. Упрощенная P-T диаграмма равновесий метapelитов в интервале 400—650 °C (Кориковский, 1979), при $P_{H_2O} = 0,8-0,5 P_s$ (комментарии в тексте).

Пояснения: R-R — тренд метаморфизма I этапа; H₁ — область P-T параметров контактового метаморфизма II этапа по данным Bi-Gr термометрии; H — то же в соответствии с петрогенетической сеткой и экспериментальными данными.

В соответствии с этим на диаграмме (Рис. 6) показаны тренды 2-х этапов метаморфизма в кристаллинику Малых Карпат: R-R — тренд I этапа, R-H — тренд II этапа (две линии — тренды ороговикования пород ставролит-хлоритовой и гранатовой зон метаморфизма).

Новая оценка давления в контактовом ореоле ($P_s \approx 200$ МПа), учитывающая единичные находки силлиманита в андалузит-кордиеритовых роговиках, отличается в большую сторону от нашей предварительной оценки P_s в 100—150 МПа (Кориковский и др., 1984). В этом случае разница в давлении между I и II

этапами (P_s соответственно 350 и 200 МПа) становится несколько меньше и равняется 150 МПа. Тогда воздымание и эрозия геоблока Малых Карпат перед внедрением Модранского гранитного массива может быть оценена в 5–6 км.

Низкотемпературные изменения кордиерита и вмещающих роговиков

В пределах Модранского контактового ореола почти всегда наблюдается замещение кордиерита низкотемпературным агрегатом серицита. С вежне его зерна исключительно редки. Обычно кордиерит сохраняется в центре серицитового агрегата в виде реликтов (Рис. 7), но часто псевдоморфозы полные и о раннем существовании кордиерита в породе можно предполагать только по характерной округлой форме серицитовых скоплений.

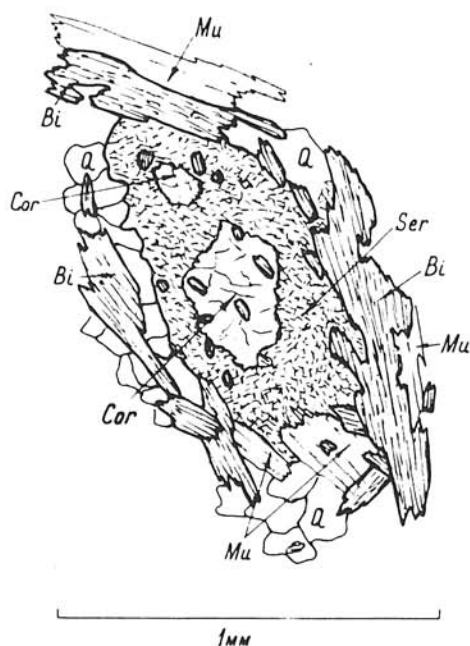


Рис. 7. Замещение кордиерита низкотемпературным серицитовым агрегатом в кордиерит-биотит-мусковитовом рогикине, обр. 110/83-М.

В пределах псевдоморфоз отдельные чешуйки серицита слабо индивидуализированы, образуя микрозернистую массу. Обращает внимание их пониженное двупреломление и интерференция в желтых или красновато-желтых тонах, что отличает серицит от крупных пластинок высокодвупреломляющего мусковита в тех же шлифах.

Микрозондовые анализы 7 образцов серицитов из псевдоморфоз по кордиериту приведены в Табл. 5. Главное свойство большинства низкотемпературных слюд — заметный дефицит щелочей, что особенно хорошо видно при сравнении их с высокотемпературными мусковитами из обр. 76/83-МР и 110/83-М (Табл. 1). В кристаллохимической формуле мусковита сумма щелочей в группе X равна 0,9–1,0 формульных единиц (Табл. 1), тогда как в серицитах эта величина опускается до 0,58 (обр. 27-Кн, Табл. 5). Заметно также повышенное количество SiO_2 в серицитах, достигающее 52 вес. % (обр. 30–31/1 С, Табл. 5).

Анализы мусковитов и серицитов из роговиков Модранского ореола нанесены на диаграмму K-Al-(Mg, Fe) Рис. 8, 1). Кроме того, линией нанесен ряд

твердого раствора мусковитовых слюд, который состоит из серии мусковит-фенгит-селадонит (Дир и др., 1966). Точки анализов показывают, что высокотемпературные мусковиты (Mu^{1-2} , Табл. 1) ложатся на эту линию, а их состав близок

Таблица 5

Составы калиевых гидрослюд и серицитов из псевдоморфоз по кордиериту в роговиках вокруг Модранского массива

№ обр.	11-Ку	27-Ку	30-31/1С	76/83-МР	63/82-М		110/83-М
№ на Рис. 8	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	50,52	48,47	52,00	47,16	45,30	49,28	47,79
Al ₂ O ₃	32,47	32,60	30,45	30,43	28,43	37,27	30,83
FeO	2,50	4,08	2,68	4,85	5,33	1,03	3,98
MnO	—	—	—	0,08	0,17	—	0,13
MgO	1,46	2,93	2,30	4,49	3,08	0,58	3,90
CaO	—	—	—	0,04	—	—	—
Na ₂ O	0,07	0,07	0,04	0,30	0,34	0,46	0,12
K ₂ O	7,41	7,10	9,76	8,76	9,15	9,76	9,83
Сумма	94,43	92,25	97,23	96,11	91,80	98,38	96,58
Кристаллохимические формулы (в пересчете на 6 катионов группы (Y+Z))							
Z	Si	3,25	3,07	3,34	3,01	3,09	3,17
	Al ^{IV}	0,75	0,93	0,66	0,99	0,91	0,83
X	Al ^{VI}	1,72	1,50	1,64	1,31	1,38	1,41
	Fe	0,14	0,22	0,14	0,26	0,30	0,22
	Mg	0,14	0,28	0,22	0,43	0,31	0,37
	Mn	—	—	—	—	0,01	—
Y	Ca	—	—	—	—	—	—
	Na	0,01	0,01	0,01	0,04	0,04	0,05
	K	0,61	0,57	0,80	0,63	0,80	0,78
Сумма катионов группы X:		0,62	0,58	0,81	0,67	0,84	0,83

Места отбора проб: 11 Ку — ущелье Модранского потока; 400 м на Ю от Ваярского леса. 27 Ку — выс. Шинграбен 30—31/1С — ущелье Каменного потока; 250 м на ЮЮЗ от Простредного. 76/83-МР — ущелье Модранского потока; 186°/950 м на Ю от выс. 541 м Высокий Райд на ЮВ от с. Кухиня. 63/82-М — к 3 от дер. Дубова. 170°/200 м к ЮВ от отм. 321 м, Над церковью. 110/83-М — Заячья канава, 357°/800 м на С от выс. 463 м Клокоч к СВ от с. Писсок и к ЮЗ от с. Пила.

к теоретическому составу мусковитового минерала. В то же время низкотемпературные серициты находятся правее ряда мусковит-фенгитовых слюд, что связано с недостатком в них щелочей относительно суммы Al + (Mg, Fe). Это значит, что все серициты из псевдоморфоз по кордиериту относятся к серии смешанно-слоистых образований или гидрослюды.

Как известно (Дир и др., 1966; Yoder—Eugster, 1955), структура смешанно-слоистых фаз (гидрослюды, иллиты) представляет собой чередование мус-

ковит-фенгитовых и монтмориллонитовых пакетов, причем между чистым мусковитом $KAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$ и чистым иллитом $K_{0,5}Al_2(Si_{3,5}Al_{0,5})O_{10}(OH)_2$ существует непрерывный переход. Поэтому иллит по химическому составу отличается от мусковита только меньшим содержанием калия и большим содержанием кремнезема, что определяется количеством монтмориллонитовых пакетов

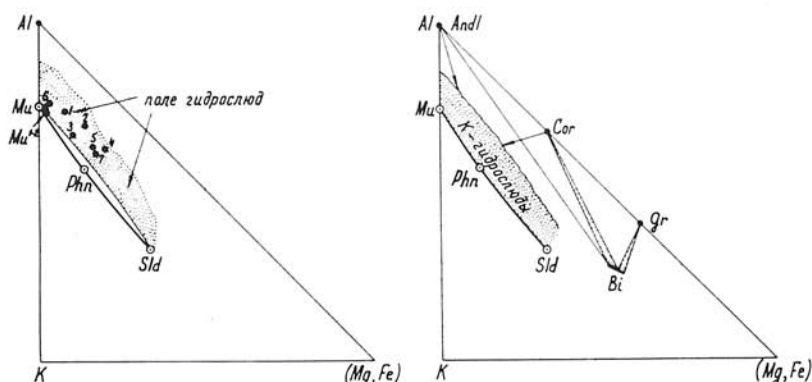


Рис. 8. Соотношения составов К-гидрослюдов, замещающих кордиерит (Табл. 5) и высокотемпературных мусковитов (Табл. 1) с теоретическим твердым раствором мусковит-фенгит-селадонит (1), и изменение соотношений компонентов при замещении кордиерита и андалузита гидрослюдами (2).

между пластинками мусковита. С этой точки зрения, все серициты из псевдоморфоз по кордиериту должны быть отнесены к типичным гидрослюдам мусковит-фенгит-иллитового ряда, с переменным содержанием К, (Mg, Fe) и Si. Это объясняет и их пониженное двупреломление, что является характерным оптическим свойством гидрослюда.

При обсуждении причины замещения кордиерита гидрослюдами прежде всего необходимо обратить внимание на метасоматический характер процесса. На Рис. 8, 2 видно, что замещение кордиерита (а иногда и андалузита) К-гидрослюдой сопровождается привнесением калия. Одновременно в тех же породах можно видеть замещение биотита сростками серицита и хлорита или одним хлоритом, а также серицитизацию плагиноклаза. Нередко замещение плагиноклаза серицитом по интенсивности совпадает с процессом замещения кордиерита.

В крупных шлифах иногда устанавливается, что все эти низкотемпературные процессы усиливаются вблизи тонких кварцевых или кварц-полевошпатовых прожилков, пронизывающих роговики. В самих прожилках серицитизация плагиноклаза и хлоритизация биотита проявлены гораздо интенсивнее, чем во вмещающих породах.

Все это служит указанием на то, что причиной низкотемпературных изменений кордиеритов и самих роговиков является низкотемпературный калиевый метасоматоз, связанный с самыми последними проявлениями постагматического этапа Модранских гранитов. Более высокотемпературный К-Na метасоматоз, связанный с Модранскими гранитами, уже был описан ранее (Cambel et al., 1982, 1984). В данном случае, учитывая, что главный минерал измененных пород — гидрослюды, процесс можно рассматривать как характерное проявление

метасоматической аргиллизации. Локализация этих метасоматитов внутри контактового ореола подтверждает, что источником постмагматических растворов являются Модранские гранитонды.

ЛИТЕРАТУРА

- АВЧЕНКО, О. В., 1982: Петрогенетическая информативность гранатов метаморфических пород. Наука, Москва, 104 с.
- БАГДАСАРЯН, Г. П. — ГУКАСЯН, Р. Х. — ЦАМБЕЛ, Б. — ВЕСЕЛЬСКИЙ, И., 1983: Результаты Rb—Sr определений возраста метаморфических пород кристаллического комплекса Малых Карпат. *Geol. Zborn. Geol. carpath. (Bratislava)*, 34, 4, pp. 387—395.
- ДИР, У. А. — ХАУП, Р. А. — ЗУСМАН, Дж., 1966: Породообразующие минералы, т. 3. Мир, Москва, 318 с.
- ЖАРИКОВ, В. А. — ИВАНОВ, И. П. — ФОНАРЕВ, В. И., 1972: Минеральные равновесия в системе $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Наука, Москва, 160 с.
- КОРИКОВСКИЙ, С. П., 1973: Изменение состава мусковит-фенгитовых слюд при метаморфизме. В книге: Фазовые равновесия и процессы минералообразования. Очерки физ.-хим. петрологии, вып. III. с. 71—95.
- КОРИКОВСКИЙ, С. П., 1979: Фации метаморфизма метapelитов. Наука, Москва, 263 с.
- КОРИКОВСКИЙ, С. П. — ЦАМБЕЛ, Б. — МИКЛОШ, Я. — ЯНАК, М., 1984: Метаморфизм Кристаллинникума Малых Карпат: этапы, зональность, связь с гранитоидами. *Geol. Zborn. Geol. carpath. (Bratislava)*, 35, 4, с. 437—462.
- МАРАКУШЕВ, А. А., 1965: Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. Наука, Москва, 327 с.
- ПЕРЧУК, Л. Л., 1973: Термодинамический режим глубинного петрогенеза. Наука, Москва, 318 с.
- ПЕРЧУК, Л. Л. — ЛАВРЕНТЬЕВА, Н. В. — АРАНОВИЧ, Л. Я. — ПОДЛЕССКИЙ, К. В., 1983: Бiotит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма. Наука, Москва, 198 с.
- РЕВЕРДАТТО, В. В., 1970: Фации контактового метаморфизма. Недра, Москва, 271 с.
- ХЛЕСТОВ, В. В. — УШАКОВА, Е. Н., 1965: Метаморфизм пород китойской свиты в Восточном Саяне. В книге: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Вып. 3. Наука, Новосибирск, с. 245—286.
- ANDRIAN, F. — PAUL, K. M., 1864: Die geologischen Verhältnisse der Kleinen Karpathen und angrenzenden Landgebiete im nordwestlichen Ungarn. *Jb. K. — Kön. geol. Reichsanst. (Wien)*, XIV.
- BAGDASARJAN, G. P. — GUKASJAN, R. Ch. — CAMBEL, B. — VESELSKY, J., 1982: The age of Malé Karpáty Mts. granitoid rocks determined by Rb—Sr isochrone method. *Geol. Zborn. Geol. carpath. (Bratislava)*, 33, 2, с. 131—140.
- BECK, H. — VETTERS, H., 1904: Zur Geologie der Kleinen Karpathen. *Beitr. Paläont. Geol. Österr.—Ung. Orients (Wien)*, XVI.
- CAMBEL, B., 1950: O metamorfizme kryštalínika Malých Karpát. *Geol. Práce. Zpr. (Bratislava)*.
- CAMBEL, B., 1954 a: K otázke kryštalických bridlic medzi Cajlou a Hornými Orešanmi v Malých Karpatoch. *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*, 1, с. 16—20.
- CAMBEL, B., 1954 b: Geologicko-petrografické problémy SV časti kryštalínika Malých Karpát. *Geol. Práce, Zoš. (Bratislava)*, 36, с. 3—74.
- CAMBEL, B., 1958: Príspevok ku geológii pezinsko-perneckého kryštalínika. *Acta geol. geogr. Univ. Comen. Geol. (Bratislava)*, 1, с. 137—260.
- CAMBEL, B., 1962: In Buday, T. — Cambel, B. — Maheľ, M. et al. *Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, M-33-XXXV, M-33-XXXVI* Wien—Bratislava, Geofond 1962. VEDA, Vyd. SAV (Bratislava), 248 с.
- CAMBEL, B. — MARTINY, E. — MIKLOŠ, J., 1984: Alkaline metals in granodiorites of the Modra massif altered by alkaline metasomatism (Malá Karpáty ts.). *Geol. Zborn. Geol. carpath. (Bratislava)*, 35, 6, с. 693—704.
- CAMBEL, B. — VESELSKÝ, J. — MIKLOŠ, J., 1982: The Malé Karpáty rocks altered by metasomatism. *Geol. Zborn. Geol. carpath. (Bratislava)*, 33, 6, с. 697—728.
- FERRY, J. M. — SPEAR, F. S., 1978: Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contr. Mineral. Petrology (Berlin-New York)*, v. 66, с. 113—117.

- GHENT, E. G., 1976: Plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz: a potential geobarometer-geothermometer. *Amer. Mineralogist* (Washington), v. 61, c. 710—714.
- HOLDAWAY, M. J., 1971: Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Amer. J. Sci.* (New Haven), v. 271, c. 97—131.
- JAMES, R. S. — GRIEVE, R. A. F. — PAUK, L., 1978: The petrology of cordierite-anthophyllite gneisses and associated mafic and pelitic gneisses at Manitouwade, Ontario. *Amer. J. Sci.* (New Haven), v. 278, c. 41—63.
- KAMINENI, D. C., 1975: Chemical mineralogy of some cordierite-bearing rocks near Yellowknife, Northwest territories, Canada. *Contr. Mineral. Petrology* (Berlin-New York), v. 53, c. 293—310.
- KERRICK, D. M., 1972: Experimental determination of muscovite+quartz stability with $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{total}}$. *Amer. J. Sci.* (New Haven), v. 59, c. 729—762.
- KORNHUBER, G. A., 1856: Die geologischen Verhältnisse der nächsten Umgebung von Preßburg. *Verh. Ver. f. Natur-u. Heilkunde* (Preßburg), c. 1—5.
- KORNHUBER, G. A., 1857: Über den Diorit bei im „Tiefen Weg“. *Ver. f. Nat. Preßburg*, II. Bd., 2. Heft Sitzungsber., c. 7.
- KORNHUBER, G. A., 1900: Geologisches aus dem Graniterrain bei Ratschdorf und St. Georgen. *Verh. Ver. f. Natur- u. Heilkunde* (Preßburg), XIX. Bd., c. 53.
- KOUTEK, J. — ZOUBEK, V., 1936: Vysvětlivky ke geologické mapě v měřítku 1 : 75 000 List Bratislava 4758. *Knihovna SGÚ* (Praha), 150 c.
- KRUSCH, P., 1916: Beitrag zur Kenntnis der Schwefelkies und Antimonerlagerstätten der Kleinen Karpathen. *Z. prakt. Geol. Lagerstättenkde* (Berlin), 24 c.
- LACHMAN, R., 1915: Antimon und Schwefelkies bei Pernek und Ungarn. *Z. prakt. Geol. Lagerstättenkde* (Berlin), 23 c.
- LAL, R. K. — SHUKLA, R. S., 1975: Low-pressure regional metamorphism in the northern portion of the Khetri Copper Belt of Rajasthan, India. *Neu. Jb. Mineral., Abh., B* (Stuttgart), 124, 3, c. 294—325.
- PAUK, F., 1937: O rudných nerastoch Malých Karpát. *Sbor. Št. ban. Muz. D. Štúra* (B. Štiavnica), I.
- PUTIŠ, M., 1983: In Maheľ, M. — Putiš, M. — Plašienka, D. — Klukan, B.: Tektonická mapa Malých Karpát 1 : 100 000. *Správa, archív GÚDS*.
- RICHARZ, P. S., 1908: Der Südliche Theil der Kleinen Karpathen und die Hainburger Berge. *Mitt. d. geol. Gesellschaft, Wien*.
- ST-ONGE, M. R., 1984: Geothermometry and geobarometry in pelitic rocks of north-central Wopmay Orogen (Early Proterozoic), Northwest Territories, Canada. *Geol. Soc. Amer. Bull.* (New York), v. 95, c. 196—208.
- THOMPSON, A. B. — TRACY, R. J. — LYTTLE, P. T. — THOMPSON, J. B., 1977: Prograde reaction histories deduced from compositional zonation and mineral inclusions in garnet from the Gassetts schists, Vermont. *Amer. J. Sci.* (New Haven), v. 277, N 9, c. 1152—1167.
- TOBORFFY, G., 1915: Vorläufiger Bericht über ergänzende geologische Aufnahme in südliche Teil der Kleinen Karpathen. *Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst.* (Budapest).
- TOBORFFY, Z., 1916: Vorläufiger Bericht über ergänzende Aufnahme in der Südhälfte der Kleinen Karpathen und im Gebirge von Hainburg. *Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst.* (Budapest).
- TRACY, R. J. — ROBINSON, P. — THOMPSON, A. B., 1976: Garnet composition and zoning in the determination to temperature and pressure of metamorphism, Central Massachusetts. *Amer. Mineralogist* (Washington), v. 61, c. 762—775.
- YODER, H. S. — EUGSTER, H. B., 1955: Syntetic and natural muscovites. *Geochim. cosmochim. Acta* (London), 8, 5—6, c. 225—280.