

СЕРГЕЙ ПЕТРОВИЧ КОРИКОВСКИЙ* — МАРИАН ЯНАК** —
— ВЛАДИМИР АЛЕКСАНДРОВИЧ БОРОНИХИН*

ГЕОТЕРМОМЕТРИЯ И ИЗМЕНЕНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ РАВНОВЕСИЙ ПРИ ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГРАНАТ-СЛЮДЯНЫХ СЛАНЦЕВ В КОРДИЕРИТОВЫЕ РОГОВИКИ В ОРЕОЛЕ РОХОВСКИХ ГРАНИТОВ (СЛОВАЦКОЕ РУДОГОРЬЕ, РАЙОН СС. РОХОВЦЕ — ХИЖНЕ)

(Рис. 8, Табл. 4)



Резюме: Контактное воздействие альпийских роховских гранитов на варисийские регионально метаморфизованные древнепалеозойские сланцы серии Гладоморной долины, в зоне контакта вепорикума и гемерикума (Словацкое рудогорье, сс. Роховце — Хижне) проявилось возникновением кордиеритовых роговиков. Региональный метаморфизм достигал условий гранатовой зоны, чему соответствует минеральная ассоциация метапелитов (гранат + биотит + мусковит + плагиоклаз ± эпидот + кварц) и метабазитов (роговая обманка + эпидот, цоизит + хлорит + плагиоклаз ± биотит + кварц). Условия регионального метаморфизма достигали температуры 420—450 °С (биотит-гранатовый геотермометр) при предполагаемых давлениях 400—450 МПа, установленных на основе петрогенетической сетки.

Возникновение контактовых роговиков, содержащих минеральную ассоциацию кордиерит + биотит + мусковит + кварц было вызвано контактовым воздействием гранитов на метапелиты гранатовой зоны вследствие изменения P-T-X (Mg-Fe) фазовых равновесий. Возникновение кордиерит-содержащих роговиков было сопровождено незначительным повышением температуры, приблизительно на 30—40 °С до величины 450—490 °С (биотит-гранатовый, кордиерит-гранатовый геотермометры), но значительным понижением давления, на 300—350 МПа, до величины 100—150 МПа, установленным на основе петрогенетической сетки.

Возникновение кордиерита и биотита было связано с распадом хлорита и граната в ассоциации хлорит + мусковит + кварц и гранат + хлорит + мусковит + кварц. Части реликтов граната с повышенным содержанием Са и Fe компонентов ($X_{Fe} = 90,5—92,3$) вероятно могли сосуществовать с новообразованным кордиеритом у которого $X_{Fe} = 37,5—40,5$.

Abstract: The contact influence of alpine granites of Rochovce on the variscan regionally metamorphosed Early Palaeozoic schists of the Hladomorná valley series in the contact zone of Veporicum and Gemicum (Slovenské Rudohorie Mts., Rochovce — Chyžné) resulted in the origination of cordierite hornfels. Regional metamorphism reached the conditions of garnet zone, which corresponds with the mineral association of the metapelites (garnet + biotite + muscovite + plagioclase ± epidote + quartz) and of the metabasites (hornblende + epidote + zoisite + chlorite + plagioclase ± biotite + quartz). The conditions of regional me-

* Д-р С. П. Кориковский, Д-р В. А. Боронихин, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, Старомонетный пер., д. 35, 109017 Москва.

**Д-р М. Янак, Кафедра петрографии факультета Естественных Наук Университета им. Я. А. Коменского, Млынська долина Х—1, 842 15 Братислава.

tamorphism reached 420—450 °C (biotite-garnet geothermometer) at the presumed pressures 400—450° MPa, calculated on the basis of petrogenetic grid.

The origination of contact hornfelses with the mineral association cordierite + biotite + muscovite + quartz was caused by the contact influence of granites on the metapelites of the garnet zone, as a consequence of a change of the P-T-X (Mg-Fe) phase equilibria. The origination of cordierite-bearing hornfelses was accompanied by a moderate increase in temperature, approximately 30—40 °C to 450—490 °C (biotite-garnet, cordierite-garnet geothermometers), but by a substantial, about 300—350 MPa, decrease in pressure, to 100—150 MPa, calculated on the basis of petrogenetic grid.

The origination of cordierite and biotite was connected with the decomposition of chlorite and garnet in the chlorite + muscovite + quartz and garnet + chlorite + muscovite + quartz associations. A part of the garnet relicts with increased contents of Ca and Fe components ($X_{Fe} = 90.5 - 92.3$) could probably co-exist with the newly formed cordierite with $X_{Fe} = 37.5 - 40.5$.

Введение

Район юго-восточной части вепорикума, так называемого «пояса Когута» (Zoubek, 1954), отличается сложным геологическим строением и метаморфическим развитием. Нами исследован участок между сс. Роховце и Хижне, где обнажаются кордиеритсодержащие роговики, являющиеся продуктом контактового воздействия роховских гранитов на регионально метаморфизованные сланцы. Мы стремились, на основе петрографического и минералогического изучения пород, выяснить соотношение регионального и контактового метаморфизма в этом районе.

Геологическое строение и развитие метаморфизма

Территория района сс. Роховце — Хижне (рис. 1) находится в зоне соприкосновения двух тектонических единиц — вепорикума и гемерикума. В геологическом изучении этого района приняли участие главным образом Мишик (Mišík, 1953); Зубек (Zoubek, 1954, 1957); Зубек — Снопко (Zoubek — Snopko, 1954); Снопко (Snopko, 1957); Клинец и др. (Klínec et al., 1963); Клинец (Klínec, 1966), Плашиенка (Plašienka, 1980); Возарова — Возар (Vozárová — Vozár, 1982); Снопко — Бундер (Snopko — Wunder, in Václav — Snopko, 1983).

На основе этих работ предполагается, что на территории южного вепорикума проявились прежде всего варисцийский и альпийский тектоно-метаморфические циклы (Zoubek, 1954; Zoubek — Snopko, 1954; Snopko, 1957). Некоторые авторы предполагают и докембрийский региональный метаморфизм (Máška — Zoubek, 1960; J. Kamenický, 1977). Согласно работе Врана (Vrána, 1964 a), первый (варисцийский, ассинский?) региональный метаморфизм достигал условий «кварц-альбит-эпидот-биотитовой и кварц-эпидот-альмандиновой субфации фации зеленых сланцев» (биотитовая и гранатовая зоны).

Альпийский региональный метаморфизм проходил тоже в условиях биотитовой и гранатовой зон. Ассоциации гранатовой зоны альпийского регионального метаморфизма Врана (Vrána, 1966) установил по присутствию новообразованной метаморфической ассоциации с альмандин-гроссуляровыми гранатами в гранитоидах, деформированных и метаморфизованных в течение альпийского цикла. Такую же степень альпийского метаморфизма предполагал Врана (Vrána, 1964) на основе появления кианита и хлоритоида в позднепалеозойском чехле в ЮВ части вепорикума.

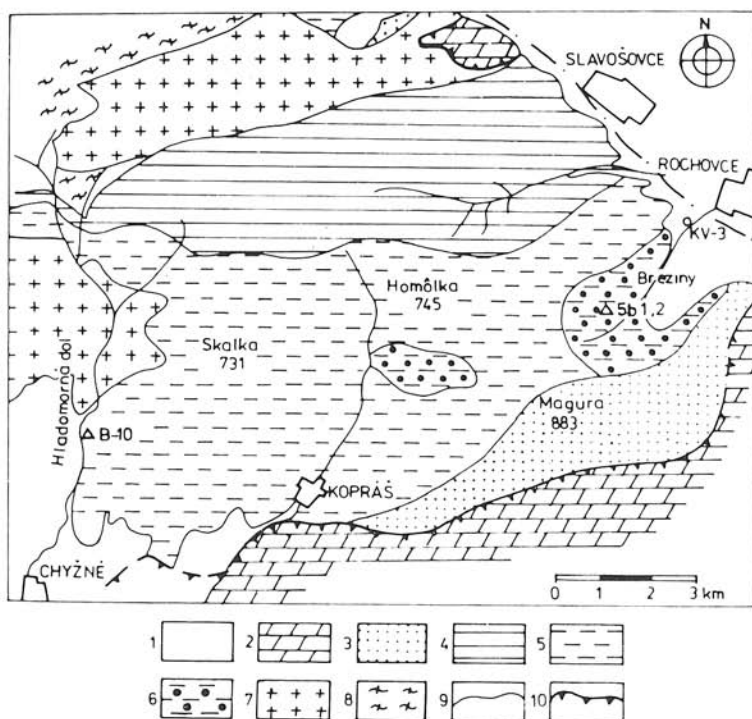


Рис. 1. Геологический эскиз, разработанный на основе геологических карт Клинца (Klinec, 1976) и Баяника (Bajaník et al., 1984). Символами обозначены локализации образцов, анализированных в тексте.

Пояснения: 1 — четвертичные породы; 2 — гемерикум — добинская группа (карбон); 3—8 — вепорикум: 3 — метаморфизованные песчаники с горизонтами сланцев ($Mu + Chl \pm Bi$) — римавская пластовая свита (пермь), 4 — филлиты и слюдяные сланцы ($Bi + Chl + Mu + Gr \pm Ep$) с телами амфиболитов ($Hrb + Ep + Chl$) и пластами сланцев ($Mu + Chl \pm Bi$), содержащих графит, 5 — филлиты и слюдяные сланцы ($Bi + Chl + Mu + Gr \pm Ep$) с большим количеством амфиболитов ($Hrb + Ep + Chl$), 6 — контактовые роговики ($Cor + Bi \pm Gr$) (4—6) — комплекс Гладоморной долины — девон (Klinec, 1976), (4—5) — слатвинская пластовая свита — верхний карбон (Bajaník et al., 1984), 7 — лейкократовые граниты римавицкие (карбон?, мел?), 8 — граниты и мигматиты — кралевогольский комплекс (нижний палеозой — протерозой?), 9 — геологические границы; 10 — линии покровов.

Если предположить, что в ходе варисцийского и альпийского циклов параметры метаморфизма были приблизительно одинаковы, то различить их становится очень трудно, особенно в литологически сходных свитах пород.

Контактный метаморфизм в этом районе в общем считается продуктом воздействия гранитоидов варисцийского и альпийского возрастов (Kantor, 1960; Kantor — Rybár, 1979; Багдасарян и др., 1977; Cambel et al., 1977) на регионально-метаморфизованные комплексы. Проявления контактового метаморфизма в ореоле лейкократовых гранитов в ЮВ части вепорикума — так называемых римавицких гранитов — изучал Каменички (Kamenický, 1977). Римавицкие граниты Каменички считает самостоятельной фазой варисцийского плутонизма, оказывающей контактовое воздействие на регионально метаморфизованные породы фации зеленых сланцев. Контактный метаморфизм проходил при температурах 500—525 °C и давлениях 50—80 МПа (Kamenický, l. c.).

Согласно мнению Клинца и др. (Klinec, 1980), в римавицкий комплекс гранитов можно включить несколько отличающихся по возрасту разновидностей (варисцийские и альпийские). В работе Вазаровой и Вазара (Vozárová — Vozár, 1982) и на геологической карте Баяника и др. (Bajaník et al., 1984) римавицкие граниты показаны как альпийские — меловые.

Предметом наших исследований являются регионально и контактово метаморфизованные породы, включенные в районе сс. Роховце — Хижне (рис. 1) в серию или комплекс Гладоморной долины нижнепалеозойского возраста (Klinec et al., 1963). Нижнепалеозойский возраст (девон) метapelитов серии Гладоморной долины был палинологически подтвержден Пландеровой (in Klinec — PlandEROVÁ, 1981) на образцах из буровой скважины KB-3 (KV-3) недалеко от с. Роховце.

Определение верхнекарбонового возраста части пород, относимых к серии Гладоморной долины, привело к новой интерпретации ее первоначального распространения и стратиграфического единства (PlandEROVÁ — Vozárová, 1978; Klinec — PlandEROVÁ, 1981; Vozárová — Vozár, 1982; Bajaník et al., 1984) (рис. 1).

Контактные роговики, содержащие кордиерит, обнажаются на юго-запад от с. Роховце (с. Брезины) и на северо-восток от с. Копраш (рис. 1). Образование кордиерита Врана (Vrána, 1964 a) считал результатом локального термического воздействия гранитов (не выступающих на поверхность) на регионально-метаморфизованные породы биотитовой и гранатовой зон серии Гладоморной долины.

Гранитоиды, выявленные геофизическими работами, были вскрыты буровой скважиной KB-3 недалеко от с. Роховце на глубине 700 м и были названы роховскими гранитами (Klinec et al., 1979; Klinec et al., 1980). Роховские граниты имеют гранитовую и порфириовидную структуру с калиевым шпатом (Klinec et al., 1980), и по сравнению с варисцийскими гранитоидами Западных Карпат они имеют в два раза более высокую концентрацию редких земель REE (Ivanov, 1984). Геохронологическое датирование калий-аргоновым методом по биотиту из

порфировидного гранита дало результат 88—75 млн. лет (Kantor — Rybár, 1979).

Согласно цитированным работам, роховские граниты считаются продуктом альпийского магматизма в этом районе.

На основе данных бурения в скважине КВ-3, вблизи контакта с гранитами на глубине 700—605 м было обнаружено тело метабазитов (амфиболитизированных габбро), на которые наложено контактовое воздействие молодых гранитов (Ivanov, 1981).

Над телом метабазитов в скважине КВ-3 находятся метапелиты серии Гладоморной долины девонского возраста (Klinec — Planderová, 1981), в которых Крист (in Klinec et al., 1979) описывает минеральные ассоциации с кордиеритом и андалузитом в качестве продукта контактового воздействия роховских гранитов. Петрографически эти породы идентичны роговикам, установленным на поверхности, в ореоле эллиптической формы приблизительно 3 x 2 км в окрестностях с. Брезины над скважиной КВ-3¹⁾ (рис. 1). Однако андалузит в этой обнаруженной части ореола, а также в окрестностях с. Копраш не был обнаружен.

Регионально-метаморфизованные породы

Краткое петрографическое описание:

При геологических исследованиях в рассматриваемом регионе было установлено, что основу разреза палеозойских толщ составляют гранат-слюдяные и биотит-мусковит-хлоритовые сланцы и метапесчаники, с подчиненным количеством эпидот-роговообманковых и хлорит-эпидот-роговообманковых орто- и параамфиболитов. Среди этих пород встречаются отдельные жилы и мелкие тела гранитов, в которых широко проявлены процессы автометасоматической мусковитизации, хлоритизации и сосюритизации, с образованием тонких мусковитовых прожилков. В отдельных шлифах можно видеть, что мелкие жилки таких гранитов окаймлены узкой (~1 см) зоной экзоконтактовой мусковитизации и хлоритизации вмещающих сланцев. Никаких высокотемпературных минералов или роговиков вокруг таких инъекций не возникает. Эти равномернозернистые лейкократовые граниты являются апофизами римавицкого плутона, и они отличаются от крупнозернистых и порфировидных роховских гранитов.

Проявления контактово-метасоматических и гидротермальных изменений в ореоле римавицких гранитов описывает и Каменицкий (Kamenický, 1977). Метасоматические изменения вероятно связаны с циркуляцией флюидов в ходе застывания гранитной магмы на спаде метаморфизма, когда происходит обмен компонентами флюидной фазы гранитов с окружающими метаосадками (Коржинский, 1955; Ferry,

¹⁾ Образцы, исследованные в нашей работе, отобраны не из буровой скважины, а из этого обнаженного на поверхности участка роговиков, представляющего собой кровлю контактового ореола над массивом роховских гранитов, не вскрытым на современном эрозионном срезе.

1978; Walther — Wood, 1984). Таким образом, циркулирующие флюиды могут понижать температурный градиент вокруг гранитного тела, и формировать вблизи него вторичные средне- или низкотемпературные метасоматические ореолы. Указанные проявления метаморфизма и метасоматизма считаются типичными для синметаморфических гранитов, внедряющихся в более верхние горизонты, выше области анатексиса и палингенеза.

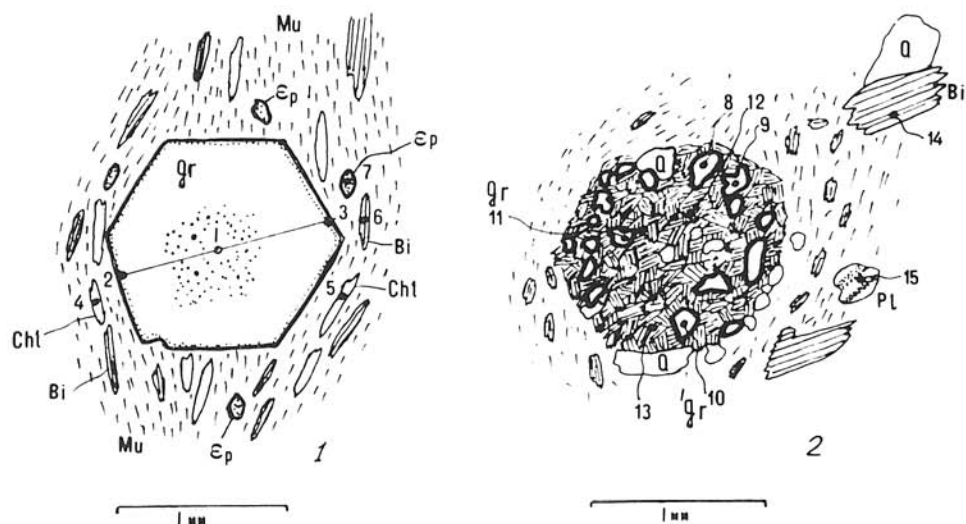


Рис. 2. Додекаэдрический кристалл граната в неизмененном сланце (1), и реликты граната во вторичном биотитовом агрегате, повторяющем форму первичного додекаэдра (2) в ороговикованном сланце. Цифры — номера анализов минералов (табл. 1 и 2).

Судя по изменению парагенезисов, варисцийский региональный метаморфизм в районе сс. Роховце — Хижне достигал условий биотитовой и гранатовой зон²⁾.

Региональный метаморфизм пород верхнего палеозоя (верхний карбон — пермь) соответствовал условиям хлорит-серицитовый и биотитовой субфаций. Об этом свидетельствует преобладание в метапесчаниках и сланцах верхнего палеозоя ассоциации мусковит (серицит) + хлорит + кварц ± альбит ± биотит.

Поскольку контактовые роговики с кордиеритом накладываются на нижнепалеозойские породы гранатовой зоны, мы кратко остановимся на критических парагенезисах и главных типах пород этой зоны.

²⁾ Стратиграфическая принадлежность этих пород к нижнему палеозою (девон) (Klinc, 1976) или к верхнему палеозою (верхний карбон) (Vozárová — Vozár, 1982; Bajánik et al., 1984) является до сих пор спорной. Изучив породы перми, мы установили, что минеральные ассоциации в них указывают на условия метаморфизма, не превышающие биотитовой зоны.

Наиболее обычны для нее гранат-хлорит-биотит-мусковитовые и гранат-биотит-мусковитовые сланцы, иногда с небольшой примесью клиноцоизита или эпидота. Они имеют мелкозернистую биотит-хлорит-мусковит-плагиоклаз-кварцевую основную массу с параллельной ориентировкой всех слюд, и с длинными послойными обособлениями более крупнозернистого кварца. На фоне основной массы четко выделяются додекаэдрические кристаллы граната (рис. 2—1) размером от 1 до 2—4 мм. Кроме граната, в слюдистом агрегате вырастают порфиробласты биотита длиной до 2 мм.

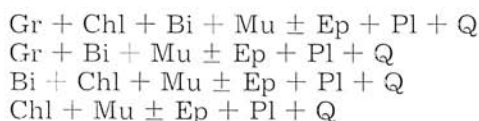
В некоторых разностях пород устанавливается метапсаммитовая структура. Например, среди мелкозернистого мезостазиса сланцев иногда сохраняются крупные, округлые зерна явно обломочного кварца или плагиоклаза, которые в краевых частях подвергаются регенерации и разложению на более мелкозернистый агрегат того же состава. Следовательно, исходным субстратом гранат-слюдяных сланцев не только пелиты или алевролиты, но довольно и крупнозернистые полимиктовые песчаники.

Помимо гранатсодержащих сланцев, в этой зоне распространены биотит-хлорит-мусковитовые, и иногда хлорит-мусковитовые сланцы.

Амфиболиты имеют однообразный роговообманково-эпидот-хлорит-плагиоклаз-кварцевый состав. Роговая обманка представлена синезеленой или бледнозеленой разновидностью, в полном равновесии с хлоритом и эпидотом (клиноцоизитом). В одном образце встречен гранат. Повидимому, в разрезе в равной мере встречаются как орто-, так и параамфиболиты. Петрографически различить их довольно трудно; однако в ряде образцов наблюдаются реликты офитовых структур, что указывает на первичную габбро-диабазовую природу части амфиболитов. В параамфиболитах иногда присутствует повышенное количество карбоната, биотита и кварца, а минералы группы эпидота представлены цоизитом. Эти породы произошли, очевидно, за счет карбонатных песчаников или карбонатно-силикатных сланцев.

Таким образом, наиболее типичными парагенезисами варисских метаморфических пород, попадающих в зону роговикования, являются:

в сланцах



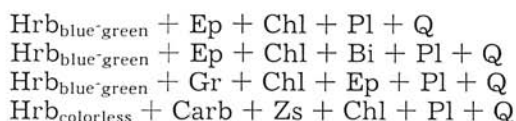
Здесь и далее — следующие символы минералов: Ab — альбит, Alm — альмандин, Als — силикат глинозема, An — анортит, Andl — андалузит, Bi — биотит, Carb — карбонат, Chl — хлорит, Chld — хлоритоид, Cor — кордиерит, Ep — эпидот, Gr — гранат, Gros — гроссуляр, Hrb — роговая обманка, Ilm — ильменит, Ksp — калиевый полевой шпат, Ky — кианит, Mu — мусковит, Or — ортоклаз, Pl — плагиоклаз, Pr — пироп, Q — кварц, Ser — серпичит, Sill — силлиманит, Spes — спессартин, St — ставролит, Zs — цоизит. Цифра ниже индекса минерала (Gr₁₂) означает его железитость (Fe/Fe + Mg, %).

Таблица 1

Составы минералов из гранат-биотит-хлорит-мусковит-плагноклаз-кварцевого сланца (обр. В-10)

Минерал	Gr центр	Gr край	Gr край	Chl	Chl	Bi	Bi круп	Bi круп	Mu	Ep	Pl
№ точек на рис. 2 - 1	1	2	3	4	5	6	6а	6	7		
Окислы											
SiO ₂	38,30	39,03	38,52	26,99	27,27	39,46	38,33	37,48	49,45	41,28	61,18
TiO ₂	0,16	0,05	0,10	0,10	0,07	1,67	1,62	1,65	0,40	—	—
Al ₂ O ₃	21,12	21,69	21,45	23,47	23,74	18,54	18,90	19,01	34,59	27,88	24,18
FeO	25,06	29,16	27,95	22,83	23,63	17,92	18,14	17,82	1,71	6,82*	—
MnO	5,78	1,54	2,02	0,14	0,14	0,08	0,05	0,06	—	0,15	—
MgO	1,38	2,21	2,01	17,18	15,68	11,27	11,31	11,07	1,16	0,08	—
CaO	8,57	6,81	8,08	—	—	0,03	—	—	—	22,51	5,43
Na ₂ O	—	—	—	0,07	0,05	0,11	0,59	0,61	0,86	—	8,83
K ₂ O	—	—	—	0,05	0,04	9,64	9,71	9,61	10,15	—	0,11
Сумма Fe/Fe + Mg, %	100,37 91,2	100,49 88,0	100,13 88,6	90,83 42,8	90,62 45,7	98,72 47,2	98,65 47,3	97,31 47,4	98,32	98,72	99,73 Ab _{74,3} An _{25,2} Or _{0,5}
* Все железо определялось как FeO											
Компонентный состав гранатов											
Pr	5,5	9,2	8,2								
Alm	56,7	67,1	63,7								
Spes	13,1	3,7	4,6								
Gros	24,7	20,1	23,6								

в амфиболитах



Составы минералов и степень метаморфизма

Составы минералов из типичного гранат-хлорит-биотит-мусковит $\pm$ эпидот-плагиоклаз-кварцевого сланца (обр. В-10) изучены на микрозонде «Самеса» MS-46 и представлены в табл. 1 (эти и все последующие анализы сделаны в ИГЕМ АН СССР В. А. Б о р о н и х и н ы м). Гранаты по всему профилю зерен имеют прогрессивную зональность (рис. 3): количество MnO от центра к краям снижается от 5,8 до 1,5—2 вес. %, MgO — возрастает от 1,4 до 2,2 вес. %, а величина Fe/Fe + Mg снижается от 91 до 88 %. Высокое содержание Ca в гранате (20—25 % гроссуляровой молекулы) объясняется повышенным отношением Ca/Al в породе, на что указывает присутствие эпидота. В равновесии Gr + Ep(Zs) + Pl + Q растворимость гроссуляра в пироп-альмандиновых гранатах достигает максимума при данных P-T параметрах; поэтому в сланцах, не содержащих эпидота (см. табл. 2), примесь Ca в гранатах заметно ниже.

Железистость хлоритов, равновесных с гранатом — 43—46 %, биотита — 47 %. Кроме мелкозернистого биотита из контакта с гранатом (точка 6 на рис. 2-1) в том же шлифе были проанализированы два крупночешуйчатых биотита в удалении от граната (6а и 6в, табл. 1). Их железистость и глиноземистость оказались идентичными.

Железистость эпидота в обр. В-10 сравнительно невелика. Мусковит содержит небольшую примесь фенгитовой молекулы. Плагиоклаз представлен олигоклазом с 25 % анортитовой составляющей.

Отсутствие высокоглиноземистых пород на исследованном участке затрудняет точное определение субфации варисского регионального метаморфизма. Однако ряд парагенетических критериев указывает, что степень метаморфизма соответствует зоне граната, или во всяком случае, не превышает начальной ступени ставролит-хлоритоидной субфации. Признаками этого являются (К о р и к о в с к и й, 1979): а) широкая стабильность ассоциации Gr + Chl + Mu (при более высоких температурах вместо нее, или наряду с ней, образуются парагенезисы Bi + Chld или Bi + St); б) додекаэдрическая форма зерен гранатов, прогрессивная зональность по всему их профилю и их низкая магнезиальность ($X_{\text{Mg}} = 12\%$) в краевой зоне (в середине ставролитовой фации магнезиальность гранатов повышается до 18—20 %, а в краевых частях кристаллов возникает небольшая ретроградная оторочка); в) устойчивость парагенезиса Hrb + Chl в амфиболитах, с участием как сине-зеленых (чермакитовых), так и бесцветных (актинолитоподобных) роговых обманок; г) наличие псаммитовых структур в метапесчаниках (в середине ставролитовой фации такие структуры в парапородах полностью регенерируются).

Биотит-гранатовая термометрия дала следующие результаты: по термометру Перчука и др. (1983), с поправкой на примесь Mn — 517—522 °C, по термометру Ферри и Спирра (Ferr y — Spear, 1978) — 442—455 °C. Значения 517—522 °C превышают температуры тройной точки силикатов глинозема (Holdaway, 1971), и отвечают условиям широкой стабильности ставролита. В изученных сланцах ставролит отсутствует. Учитывая вероятную принадлежность этих пород к зоне граната, оценка температур в 442—455 °C представляется более удовлетворительной.

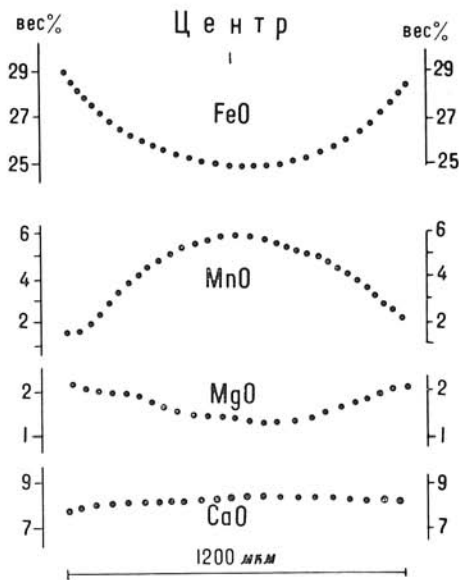


Рис. 3. Микрозондовый профиль зерна граната из неизмененного сланца (сечение 2—3, см. рис. 2—1).

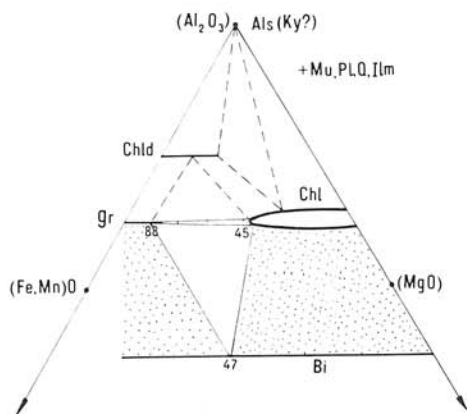


Рис. 4. Полные фазовые равновесия в мусковитсодержащих сланцах гранатовой зоны метаморфизма: наблюдавшиеся в шлифах (твердые линии) и предполагаемые (пунктир). Цифры — железистость минералов в обр. В-10 (табл. 1).

Определение давления затруднено отсутствием силикатов глинозема, что не позволяет воспользоваться гранат — Al_2SiO_5 — плагиоклаз-кварцевым геобарометром. Однако некоторые косвенные соображения и аналогии с другими регионами указывают на то, что глубинность скорее всего соответствовала кианитовому типу метаморфизма. В пользу этого свидетельствует очень широкая устойчивость граната в сланцах, стабильность его в хлорит-роговообманковых амфиболитах гранатовой зоны (что не типично для андалузитовых комплексов), а также очень высокое содержаниеgrossуляра ($\sim 25\%$) в пироп-альмандиновых гранатах (обр. В-10). Повышение давления резко увеличивает растворимость Са-компонента в гранате, а такое высокое содержаниеgrossуляра, как в обр.

В-10 возможно, по данным Великославинского (1972), лишь в кианитовом, а не в андалузитовом типе зональности ($P_s \geq 400$ МПа). Например, по кальциевости гранат в обр. В-10 идентичен гранатам из биотит-эпидот-хлорит-мусковит-плагиоклазовых сланцев гранатовой зоны в метаморфическом ореоле Патомского нагорья, относящимся к типичному кианит-силлиманитовому типу (Кориковский — Федоровский, 1980).

На основании вышеприведенных данных, на рис. 4 изображен возможный вариант полных фазовых равновесий в бедных СаО мусковитсодержащих породах гранатовой зоны изученного участка. Составы фаз в парагенезисе $Gr + Chl + Bi + Mu$ нанесены по данным табл. 1. В глиноземистых породах, если бы они присутствовали в разрезе, должны были быть стабильны, как в гранатовой зоне других хорошо изученных комплексов, парагенезисы $Chld + Chl + Q$, $Chld + Chl + Gr + Q$ и $Chld + Chl + Als(Ky?) + Q$. Если температурные условия частично отвечали начальной ступени ставролит-хлоритоидной субфации, то единственным изменением на диаграмме рис. 4 будет появление ставролита в парагенезисе $Chld + Chl + Ky$. Остальные равновесия, изображенные на диаграмме, не изменяются.

Ороговикованные сланцы в контактовом ореоле Роховских гранитов

Краткое петрографическое описание:

Контактовое воздействие Роховских гранитов приводит к тому, что гранат-слюдяные и биотит-хлорит-мусковитовые сланцы в узком контактовом ореоле превращаются в мелкозернистые массивные биотит-кордиерит-мусковитовые роговики. Несмотря на интенсивную перекристаллизацию, процесс обычно не доходит до конца, и среди новообразованного биотит-мусковитового агрегата или внутри порфиروبластов кордиерита сохраняются изъеденные реликты зерен граната или крупных чешуек раннего биотита.

В шлифах чаще всего наблюдаются следующие реакционные соотношения. Зерна граната замещаются агрегатом светло-коричневого мелкочешуйчатого биотита, причем эти биотитовые псевдоморфозы нередко повторяют контуры замещающего додекаэдра граната и содержат его резорбированные остатки (рис. 2 - 2). В других случаях гранат замещается кордиеритом, наполненным включениями мелкого светлого биотита, с той или иной примесью ильменита и иногда — плагиоклаза (рис. 5 - 1). Иногда округлые или амебовидные зерна кордиерита, размером от 1 до 3 мм, не содержат реликтов граната (рис. 5 - 2) и в этом случае остается неясным, образовался ли кордиерит с вростками биотита на месте граната, или же за счет первичного хлорит-мусковит-биотитового мезостазиса сланца.

Частичному, хотя и не столь ярко выраженному замещению, подвергается и крупночешуйчатый, коричнево-бурый биотит. По-видимому, это реликтовый порфиробластический биотит, встречающийся во многих образцах неизмененных гранат-слюдяных сланцев (что подтвержда-

ется и его составом — см. далее). В ороговикованных сланцах наблюдается резорбция или срезание его мелкозернистым вторичным биотит-мусковитовым агрегатом, иногда с примесью кордиерита (рис. 6; 1 - 2).

Характерные для сланцев послойные концентрации кварца в роговиках местами преобразуются в линзовидные или округлые скопления его зерен, довольно равномерно рассеянные в слюисто-кордиеритовом субстрате.

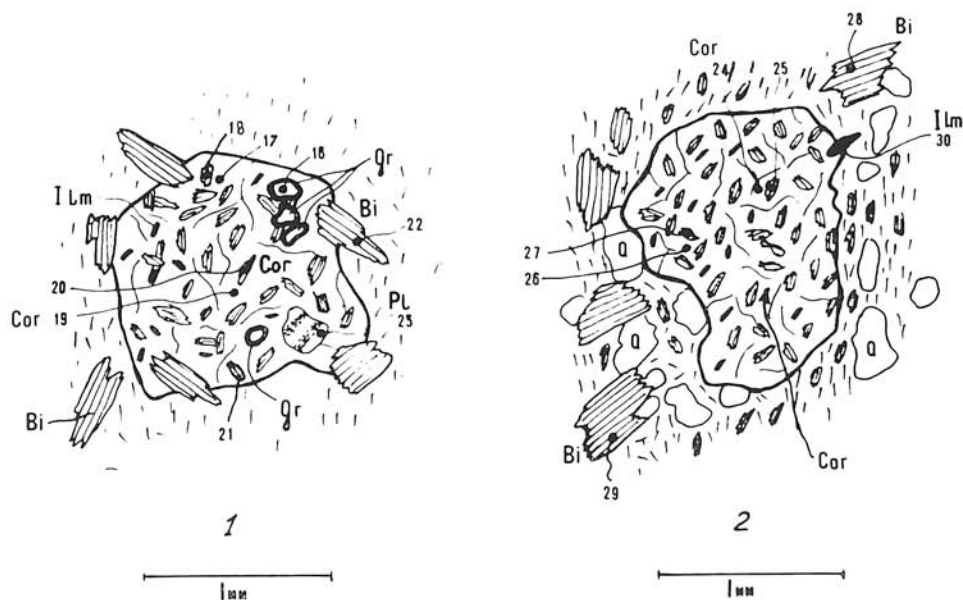


Рис. 5. Реликты граната в кордиерите, содержащем вставки вторичного биотита, ильменита и плагиоклаза (1), и аналогичное зерно кордиерита без реликтов граната (2). Цифры — номера анализов минералов (табл. 2).

В целом, ороговикование приводит к преобразованию сланцевой структуры регионально-метаморфических пород в более массивную и пятнистую. Возможно, в пределах контактового ореола существует некоторая температурная зональность. В периферийной части ореола кордиерит редок или отсутствует, и ороговикование выражается в образовании пятнистых скоплений вторичного биотита и мусковита в сланцах. С приближением к контакту с гранитом наряду с новообразованными слюдами появляется кордиерит; первичный хлорит полностью исчезает, гранат интенсивно замещается, и сланцы приобретают вид пятнистого слюисто-кордиеритового роговика.

Реликтовые и новообразованные минералы в ороговикованных сланцах

Для исследования минеральных преобразований при контактовом метаморфизме были детально изучены 4 участка в шл. 5b-1 и 5b-2. Два

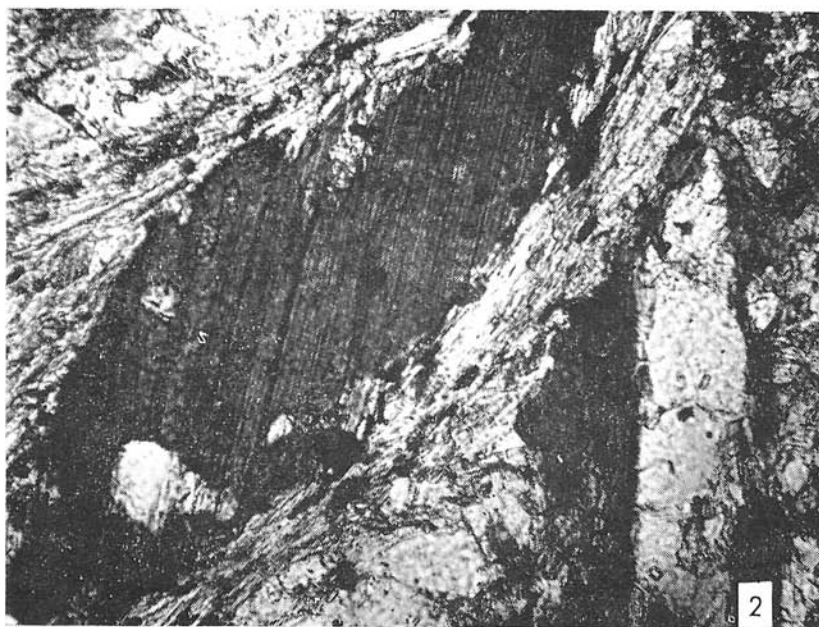
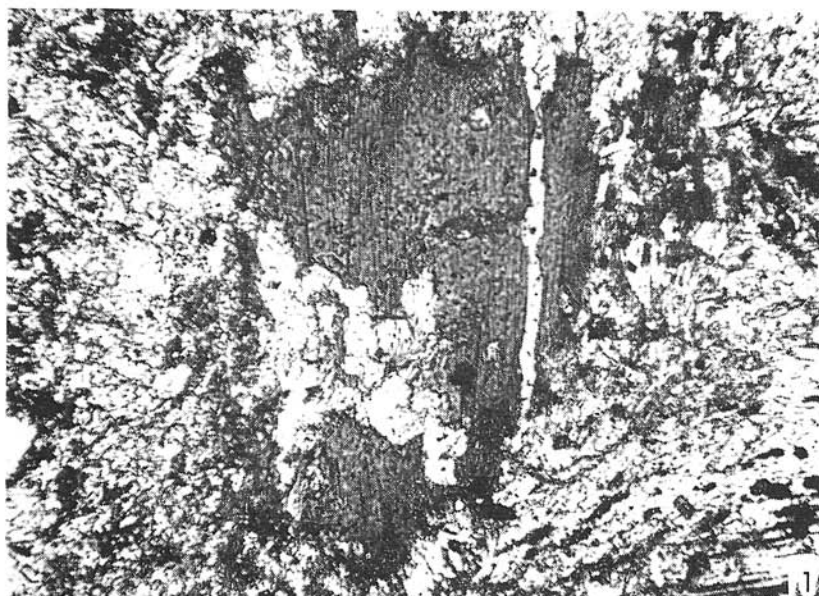


Рис. 6. Крупночешуйчатые реликтовые биотиты в мезостазисе роговиков.
Пояснения: 1 — зерно биотита, разрезаемое мелкозернистым биотит-мусковит-полевошпатным агрегатом; тонкая светлая полоска в левой части зерна, замещающая биотит вдоль спайности — новообразованный кордиерит. 2 — крупная чешуйка биотита срезается с краев мелкозернистым биотит-мусковитовым агрегатом.
Увел. $\times 165$.

Табл. 2 (продолжение)

Минерал	Обр. 5b—2 (рис. 5 - 1)						Обр. 5b—1 (3-й участок, рис. 5 - 2)								
	Gr	Cor	Bi	Cor	Bi	В _{круп}	Pl	Cor	Bi	Cor	В _{круп}	Ilm			
№ точек на рис. 5	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Окислы															
SiO ₂	38,50	49,86	36,19	49,88	33,99	36,41	38,40	56,41	50,05	37,26	51,10	36,83	38,95	37,88	—
TiO ₂	0,03	—	2,17	—	2,12	1,78	2,39	—	—	2,27	—	2,03	2,14	1,83	52,62
Al ₂ O ₃	21,26	33,38	20,17	33,36	20,79	21,79	19,81	27,03	33,93	21,26	33,37	20,36	19,62	19,39	—
FeO	32,15	8,92	19,61	8,43	18,98	19,59	19,07	—	8,66	20,03	8,61	20,12	19,43	19,45	41,28
MnO	1,33	0,57	0,23	0,49	0,27	0,23	0,21	—	0,52	0,26	0,50	0,22	0,22	0,21	2,12
MgO	1,92	7,33	9,22	7,83	9,47	8,84	9,32	—	7,73	8,47	7,66	8,85	9,43	9,42	—
CaO	5,39	—	—	—	—	—	—	9,58	—	—	—	0,06	—	—	—
Na ₂ O	—	0,08	—	—	0,04	0,15	—	6,65	—	0,19	—	0,44	0,11	0,11	—
K ₂ O	—	0,04	9,35	0,04	8,94	9,41	9,22	0,11	—	9,01	—	8,78	9,06	9,04	—
Сумма Fe Fe + + Mg, %	100,58	100,18	96,94	100,03	94,60	98,20	98,42	99,78	100,89	98,75	100,44	97,69	98,95	97,33	96,02
	90,5	40,5	54,5	37,5	32,8	55,1	53,8	Ab _{55,2} An _{44,3} Or _{0,5}	38,7	57,1	38,6	56,2	53,6	53,6	

Компонентный состав граната

Pr 7,7
 Alm 73,3
 Spes 3,1
 Gros 15,9

Таблица 3
Кристаллохимические формулы биотитов,

Группа	Катионы	Неизмененный гранат- слюдяный сланец (обр. В—10)			Обр. 5b—1 (1-й участок)		
		6	6a (круп)	6b (круп)	12	13	14 (круп)
№ анализа (табл. 1, 2)							
Z = 4	{ Si Al _{IV}	2,925 1,075	2,857 1,143	2,834 1,166	2,668 1,332	2,732 1,268	2,915 1,085
Y = 3	{ Al _{VI}	0,545	0,518	0,529	0,494	0,585	0,631
	{ Ti	0,093	0,090	0,093	0,085	0,058	0,087
	{ Fe	1,111	1,131	1,127	1,382	1,374	1,244
	{ Mn	0,005	0,003	0,003	0,015	0,016	0,011
	{ Mg	1,246	1,258	1,248	1,024	0,967	1,027
X	{ Ca	0,002	—	—	—	—	—
	{ Na	0,015	0,085	0,089	0,010	0,013	0,005
	{ K	0,911	0,923	0,926	0,845	0,897	0,854
Сумма катионов группы X		0,928	1,008	1,015	0,855	0,910	0,859
	Al _{IV-VI}	1,619	1,660	1,693	1,825	1,852	1,715
	$\frac{\text{Al}_{IV}}{\Sigma Z} \cdot 100$	26,8	28,5	29,1	33,2	31,6	27,1
	$\frac{\text{Al}_{VI}}{\Sigma Y} \cdot 100$	18,1	17,2	17,6	16,5	19,5	21,0

из них — псевдоморфозы вторичного биотита по гранату; один из участков зарисован на рис. 2-2; второй — имеет аналогичную форму. Обр. 5b-2 — псевдоморфоза кордиерита и биотита по гранату (рис. 5-1); третий участок в обр. 5b-1 — зерно кордиерита с включениями новообразованного биотита без реликтов граната (рис. 5-2). Номера точек на рисунках соответствуют микрозондовым анализам минералов в табл. 2.

Составы минералов в первом и втором участках в обр. 5b-1 оказались близки. Реликты резорбированного граната имеют составы, близкие к составам граната из неизмененного сланца (см. табл. 1 и рис. 2-1). В них сохраняются остатки прогрессивной зональности. Анализы 11, 8a и 9a соответствуют реликтам гранатов из средней части замещаемых зерен — в них содержание спессартина 6—7,7%. Анализы 8, 9, 10, 10a и 11a — ближе к краевым частям гранатов, в них содержание спессартина 3,4—4,7%. Железистость гранатов — 90,7—92,3%, также близка к исходной, хотя более магнезиальные участки (с величиной Fe = 88—90%) не сохраняются и полностью замещены вторичным биотитом.

пересчитанные на 7 катионов групп Z + Y

Ороговикованные сланцы										
Обр. 5b—1 (2-й участок)			Обр. 5b—1 (3-й участок)				Обр. 5b—2			
12a	13a	14a (круп)	25	27	28 (круп)	29 (круп)	18	20	21	22 (круп)
2,720 1,280	2,730 1,270	2,916 1,084	2,786 1,214	2,785 1,215	2,895 1,105	2,864 1,136	2,755 1,245	2,635 1,365	2,735 1,265	2,873 1,127
0,599 0,035 1,286 0,014 1,066	0,589 0,038 1,335 0,014 1,024	0,649 0,093 1,216 0,014 1,028	0,660 0,127 1,253 0,016 0,944	0,600 0,115 1,273 0,014 0,998	0,615 0,119 1,208 0,013 1,045	0,591 0,104 1,230 0,013 1,062	0,565 0,124 1,250 0,014 1,047	0,534 0,123 1,231 0,017 1,095	0,665 0,100 1,231 0,014 0,990	0,619 0,134 1,194 0,013 1,040
— 0,038 0,897	0,006 — 0,829	— 0,005 0,838	— 0,027 0,859	0,004 0,064 0,846	— 0,015 0,858	— 0,016 0,871	— — 0,908	— 0,006 0,883	— 0,021 0,901	— — 0,879
0,935	0,835	0,843	0,886	0,914	0,873	0,887	0,908	0,889	0,922	0,879
1,878	1,858	1,731	1,872	1,814	1,718	1,724	1,809	1,898	1,928	1,745
31,9	31,7	27,0	30,3	30,3	27,6	28,3	31,1	34,1	31,6	28,1
20,0	19,6	21,6	22,0	20,0	20,5	19,7	18,8	17,8	22,2	20,6

Общее содержание гроссуляровой молекулы в гранатах 5b-1 и 5b-2 (15—17 %) ниже, чем в гранате В-10 (20—25 %), что объясняется более низким содержанием СаО в породе, так как в обр. 5b-2 и 5b-1 эпидот отсутствует.

Составы вторичных мелкочешуйчатых биотитов (анализы 12, 13, 12a, 13a) имеют в обеих псевдоморфозах выдержанный состав: в 1-м участке их железистость около 58 %, во втором — 55—57 %; содержание Al_2O_3 — соответственно 20,7 и 21 вес. %. Они отличаются от крупночешуйчатых реликтовых биотитов (анализы 14 и 14a), имеющих более низкую железистость — 54,6 и 53,8 %, и пониженную глиноземистость (~19,2 вес. % Al_2O_3).

Состав плагиоклаза в мезостазисе роговиков (28 % An, анализ 15) близок к составу плагиоклаза из неизмененных сланцев (25 % An, табл. 1).

В пределах 3-го и 4-го участков изучены составы новообразованных кордисритов и биотитов, а также плагиоклаза и ильменита. Состав реликтового граната (анализ 16, см. рис. 5-1) близок к предыдущим.

Железистость кордиеритов на обоих участках (анализы 18, 19, 24, 26) колеблется в пределах 37,5—40,5 ‰, причем в краевой части зерна (анализ 18, обр. 5b-2) железистость кордиерита максимальна. Вторичные биотиты (анализы 22, 28, 29) имеют в целом пониженную железистость сходные для каждой псевдоморфозы пределы железистости (53—54 ‰ в обр. 5b-2, 56—57 ‰ в обр. 5b-1), и идентичную глиноземистость — 20—22 вес. ‰ Al_2O_3 . Крупночешуйчатые буро-коричневые реликтовые биотиты (анализы 22, 28, 29) имеют в целом пониженную железистость (53—54 ‰) и глиноземистость (19—20 вес. ‰ Al_2O_3).

Мелкие зерна ильменита, в заметном количестве иногда концентрирующиеся внутри кордиерита, содержат до 2 вес. ‰ MnO. Плаггиоклаз, небольшие вроски которого вместе с кордиеритом и биотитом участвуют в псевдоморфозах по гранату, имеет значительно большую основность (44 An, анализ 23) в сравнении с плаггиоклазом из сланцев, и относится к андезину.

Составы первичных и вторичных биотитов

Пересчет микронзондовых анализов биотитов на кристаллохимические формулы подтверждает закономерные различия в составах выделенных генераций биотитов (табл. 3).

На диаграмме $\text{Al}_{\text{IV}+\text{VI}}$ (общая глиноземистость) — содержание Ti (рис. 7-1) видно, что максимальный предел в содержании Ti для мелкочешуйчатых вторичных и крупночешуйчатых реликтовых биотитов в ороговикованных сланцах примерно одинаков. В то же время все вторичные биотиты из псевдоморфоз имеют более высокую общую глиноземистость, чем первичные биотиты из сланцев или крупночешуйчатые реликтовые биотиты из ороговикованных пород. Последние два типа биотитов близки между собой по общему количеству Al.

Очень важные различия между слюдами обнаружаются в распределении глинозема в IV- и VI-координации. На рис. 7-2 по осям отложены относительные количества глинозема в тетраэдрах

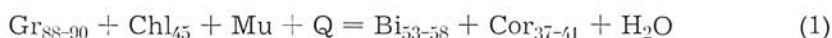
$$\left(\frac{\text{Al}_{\text{IV}}}{\Sigma Z} = \frac{\text{Al}_{\text{IV}}}{\text{Si} + \text{Al}_{\text{IV}}} \text{ ‰} \right) \text{ и в октаэдрах биотитов } \left(\frac{\text{Al}_{\text{VI}}}{\Sigma Y} = \right. \\ \left. = \frac{\text{Al}_{\text{VI}}}{\text{Al}_{\text{VI}} + \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Ti} + \text{Mn}} \text{ ‰} \right)$$

взятые по данным табл. 3. Оказалось, что при близком содержании во всех типах биотитов октаэдрического Al_{VI} вторичные роговиковые биотиты содержат значительно больше тетраэдрического Al_{IV} , чем слюды из неизмененных сланцев, или реликтовые крупночешуйчатые биотиты из ороговикованных пород. По данным В е л и к о с л а в и н с к о г о (1972), в области низко- и среднетемпературных ступеней повышение температуры приводит к возрастанию содержания Al_{IV} в биотитах. Согласно этому критерию, светлоокрашенные биотиты из ороговикованных пород,

равновесные с кордиеритом, являются более высокотемпературными, чем мелко- и крупночешуйчатые биотиты из неизмененных сланцев, равновесные с гранатом и хлоритом.

Изменение фазовых равновесий в ходе контактовой перекристаллизации гранат-слюдяных сланцев

При ороговикании гранат-хлорит-мусковит-биотитовых сланцев полностью исчезает хлорит, а большая часть граната замещается новым биотитом и кордиеритом. В породах не обнаруживается каких-либо заметных метасоматических явлений, и, по-видимому, процесс носил изохимический характер. Это означает, что наиболее вероятной моделью образования биотит-кордиеритового парагенезиса является реакция



Смена сланцевого парагенезиса роговиком показана на рис. 8 - 1. При этом гранат-хлоритовая ассоциация распадается. Возможно, что некоторая часть кордиерит-биотитовых сростков, особенно не содержащих реликтов граната, возникла за счет разложения одного хлорита, без участия граната:

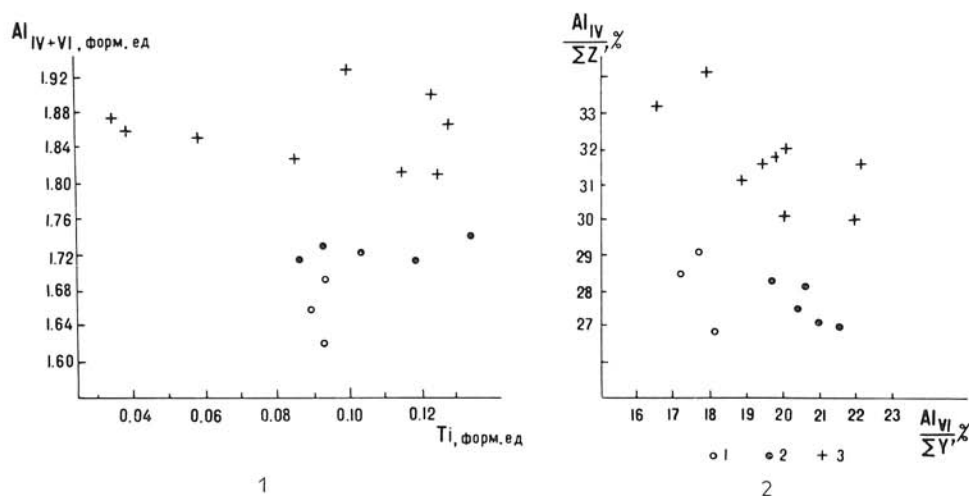


Рис. 7. Кристаллохимические особенности различных типов биотитов: соотношения титанистости и общей глиноземистости (1), и относительных содержаний тетраэдрического (Al_{IV}) и октаэдрического (Al_{VI}) глинозема (2).

Пояснения: Типы биотитов: 1 — мелкие и крупные биотиты из неизмененного сланца (обр. В-10); 2 — крупночешуйчатые реликтовые биотиты из ороговикovaných сланцев; 3 — мелкочешуйчатые новообразованные биотиты из псевдоморфов по гранату и во включениях в кордиерите.

Реакции (1) и (2) хорошо отображают ход перекристаллизации с участием железо-магнезиальных фаз в системе Mg—Fe—Al—K—Si . Однако, учитывая, что в гранате содержится заметное количество Mn и Ca реальная реакция, очевидно, имеет более сложный характер. Часть Mn связывается во вторичном биотите, содержащем 0,22—0,27 вес. % MnO . Другая часть Mn переходит в ильменит, мелкие вроски которого в кор-

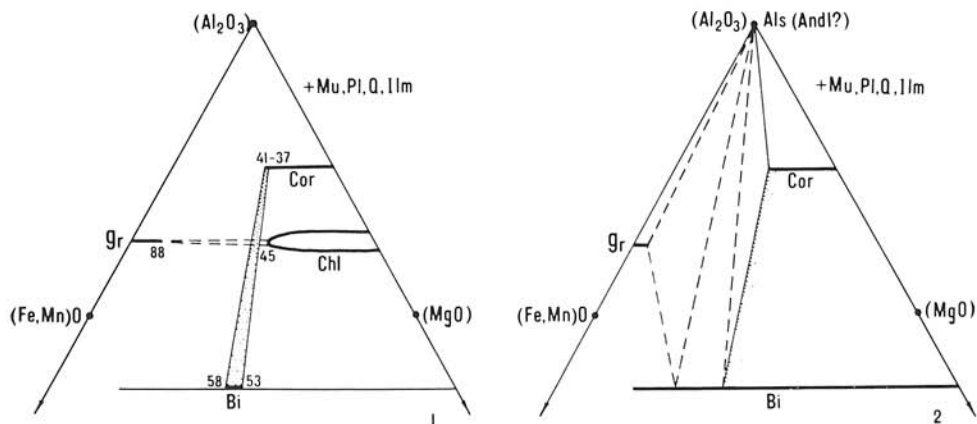
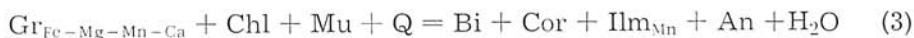


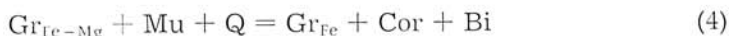
Рис. 8. Смена фазовых равновесий при ороговиковании гранат-хлорит-мусковит-биотитовых сланцев (1), и предполагаемые полные равновесия в мусковитсодержащих роговиках (2).

диерите содержат повышенное количество MnO — до 2,1 вес. % (табл. 2). Распад гроссуляровой молекулы граната приводит к появлению в составе биотит-кордиеритовых псевдоморфоз небольших включений плагиоклаза № 44 — значительно более основного, чем в мезостазисе роговика.

Таким образом, комплексная реакция распада гранат-хлоритовой ассоциации, учитывающая реальный состав граната, может иметь следующий вид:



Заслуживает внимание также следующее обстоятельство. Возможно, полный распад первичного хлорита, но неполное разложение граната связано не только с тем, что реакции ороговикования сланцев не доходят до конца. Не исключено, что в ходе замещения биотитом и кордиеритом реликтовые зерна граната могут повышать свою железистость согласно реакции смещенного равновесия



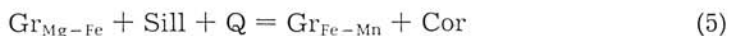
которой благоприятствует снижение давления. Повышение железистости может способствовать стабилизации остающихся реликтов граната в рамках нового парагенезиса $\text{Gr}_{90-92} + \text{Cor}_{40} + \text{Bi} + \text{Q}$. Некоторым подтверждением этого может служить то, что все резорбированные фрагменты гранатов имеют железистость 90,5—92,3 % (табл. 2), тогда как более магнезиальные внешние части зональных гранатов из сланцев, с железистостью 88—89 % (табл. 1) среди реликтов не обнаружены. Другим необходимым условием стабилизации в ороговикованных сланцах граната может служить высокое содержание в нем Ca (см. табл. 2). Как известно, в мусковитсодержащих породах (а все исследованные нами образцы содержат мусковит) вследствие реакции $\text{Gr}_{\text{Mg-Fe}} + \text{Cor} + \text{Mu} \rightarrow \text{Bi} + \text{Andl} + \text{Q}$, ассоциация железо-магнезиального граната с кордиеритом неустойчива. Парагенезис $\text{Gr} + \text{Cor} + \text{Mu} + \text{Q}$ стабилен только при значительной примеси Ca или Mn в гранатах, как это установлено на примере ряда регионов (Osberg, 1971; Okrusch, 1971). В этом случае ассоциации $\text{Gr}_{\text{Mg-Fe-Mn-Ca}} + \text{Cor} + \text{Mu} + \text{Q}$ и $\text{Bi} + \text{Andl} + \text{Mu} + \text{Q}$ не исключают друг друга, а могут сосуществовать в условиях одной температурной субфации.

Однако устойчивость парагенезиса $\text{Cor} + \text{Gr} + \text{Bi} + \text{Mu} + \text{Q}$ в ороговикованных сланцах требует дополнительного подтверждения. В частности, было бы желательно обнаружить в этих породах идиоморфные новообразованные кристаллы железистых гранатов 2-й генерации в ассоциации с кордиеритом; но в имеющихся в нашем распоряжении шлифах такие вторичные гранаты не обнаружены.

Поэтому более вероятным кажется, что роговики относятся к андалузит-биотит-мусковит-роговиковой субфации, наиболее типичной для среднетемпературного интервала в подавляющем большинстве контактовых ореолов (Ревдато, 1970; Кориковский и др., 1979). Предполагаемые равновесия в этой субфации показаны на рис. 7-2. Ведущими парагенезисами этой субфации являются $\text{Bi} + \text{Andl} + \text{Mu} + \text{Q}$ и $\text{Bi} + \text{Cor} + \text{Mu} + \text{Q}$. В той части контактового ореола роховских гранитов, который обнажен на поверхности (см. рис. 1) андалузит не был встречен. Однако он обнаружен на глубине, в буровой скважине KV—3 (Kristin Klinec et al., 1979), и устное сообщение. Наиболее обычным для контактовых пород оказался парагенезис $\text{Bi} + \text{Cor} + \text{Mu} + \text{Q}$. Предельная железистость биотита и кордиерита в нем ($\text{Cor}_{40} + \text{Bi}_{54}$) почти полностью совпадает с составами этих минералов из андалузит-кордиерит-биотитовых роговиков вокруг Модранского массива в Малых Карпатах — $\text{Cor}_{39} + \text{Bi}_{57}$ (Кориковский и др., 1985). Это подтверждает принадлежность контактовых роговиков вокруг роховских гранитов к андалузит-биотит-мусковит-роговиковой субфации, как и в Модранском ореоле.

Рассмотренные в настоящей статье процессы разложения и кордиеритизации регионально-метаморфического граната в контактовом ореоле роховских гранитов, очень напоминает аналогичные реакции, описанные Чиннером (Chinner, 1962) в ореоле гранодиоритов Лохнагар. Однако в последнем случае ороговикование подвергаются более высокотемпературные регионально-метаморфические сланцы биотит-силлима-

нит-гранатовой ступени, и перекристаллизация описывается иной реакцией



Контактовый метаморфизм в ореоле Лохнагар является изохимическим, и также происходит при более высокой температуре и значительно более низком давлении, чем предшествующий региональный метаморфизм.

Некоторое сходство обнаруживается и с перекристаллизацией регионально-метаморфических сланцев в контактовом ореоле Стейнах (Okruh, 1971). В его пределах вместо первоначального парагенезиса $\text{Bi} + \text{Gr} \pm \text{Sill} \pm \text{St} + \text{Q}$ формируется контактовая ассоциация $\text{Gr} + \text{Cor} + \text{Bi} + \text{Q}$. Но отличие состоит в том, что в ореоле Стейнах региональный гранат не замещается непосредственно кордиеритом, а вытесняется более железистым и более марганцевистым гранатом в парагенезисе с кордиеритом. Эта реакция происходит с ростом температуры при снижении общего давления.

Геотермометрия и P-T тренд процесса ороговикования сланцев

Определяя равновесные генерации минералов двух наложенных друг на друга этапов метаморфизма, мы можем с помощью геотермометров оценить изменение температуры в ходе перекристаллизации. К сожалению, имеющиеся ассоциации не дают возможности определить давление, и мы оцениваем его приближенно, на основании лишь общих соображений.

В ороговикованных сланцах специфический состав крупных чешуек биотита и их реакционные взаимоотношения с мелкозернистым биотит-мусковитовым роговиком агрегатом (рис. 6), доказывают, что эти биотиты вместе с гранатами являются реликтами регионального этапа метаморфизма. Принимается, что на каждом отдельном участке (см. рис. 2 и 5, табл. 2) крупночешуйчатый биотит был ранее равновесен с гранатом, мы получаем следующие значения (табл. 4): по термометру Перчука и др. (1983) — 507—522 °C, по термометру Ферри и Спирра (Ferrry — Spear, 1978) — 414—458 °C. Эти цифры совпадают с оценками температур регионального метаморфизма по неизмененному гранат-биотит-хлорит-мусковитовому сланцу (обр. В-10, табл. 4).

Мы можем предполагать, что в процессе замещения граната мелкочешуйчатым вторичным биотитом, имеющим более высокую глиноземистость и железистость, возникало новое равновесие между резорбированными реликтами граната и замещающим его биотитом. Если в каждой из изученных псевдоморфоз (рис. 2-2 и 5-1, табл. 2) равновесны находящиеся рядом вторичный биотит и гранат, то, как это следует из табл. 4, мы определяем следующие температуры новых равновесий при контактовом метаморфизме: по Перчуку и др. — 525—541 °C, по Ферри и Спирру — 457—486 °C.

Таблица 4

Температурные оценки условий регионального и контактового метаморфизма по биотит-гранатовому и кордиерит-гранатовому термометрам

Минеральные пары	Перчук и др. (1983)		Ferry—Spear (1978)
	Bi—Gr термометр	Cor—Gr термометр	Bi—Gr термометр
<i>Региональный метаморфизм:</i>			
а) гранат-хлорит-биотит-мусковитовый сланец (обр. В-10, рис. 2 - 1)			
Gr(2) — Bi(6)	522		455
Gr(3) — Bi(6)	517		442
б) реликты граната + крупночешуйчатые биотиты в ороговикованных сланцах (обр. 5b—1 и 5b—2 рис. 2-2 и 5-1)			
Gr(9) — Bi(14)	518		447
Gr(10) — Bi(14)	515		445
Gr(9a) — Bi(14a)	511		421
Gr(8a) — Bi(14a)	507		414
Gr(16) — Bi(22)	522		458
<i>Контактный метаморфизм:</i>			
замещение граната мелкочешуйчатым биотитом и кордиеритом (обр. 5b—1 и 5b—2, рис. 2-2 и 5-1)			
Gr(9) — Bi(12)	536		474
Gr(11) — Bi(12)	540		475
Gr(10) — Bi(13)	541		486
Gr(10a) — Bi(12a)	525		457
Gr(10a) — Bi(13a)	538		477
Gr(16) — Bi(18)	528		468
Gr(16) — Bi(21)	534		479
Gr(16) — Cor(18)		483	
Gr(16) — Cor(19)		459	

Если новое равновесие возникало и между реликтами граната и замещающим его кордиеритом (рис. 5b - 1, обр. 5-2, табл. 2), то его температура по гранат-кордиеритовому термометру Перчука и др. (1983) — 459—483 °С, что совпадает с показаниями биотит-гранатового термометра Ферри и Спирра.

Для нанесения возможного тренда контактовой перекристаллизации сланцев на Р-Т диаграмму метapelитовых равновесий (Кориковский, 1979), следует принять возможные значения давления на I и II этапах. Если региональный метаморфизм относился к кианитовому типу ($P_s = 400—450$ МПа), как мы предположили выше, то давление в контактовом ореоле, где возникают пятнистые роговики, богатые железистыми кордиеритом, вряд ли превышало 100—150 МПа. В этом случае возможны

2 варианта Р-Т трендов (рис. 9): I-I — с температурными оценками по Ферри и Спиру, II-II — с оценками по Перчуку и др.

Для тренда II-II температуры регионального метаморфизма (~ 510 — 520°C) попадают на Р-Т диаграмме в район тройной точки силикатов глинозема, что соответствует высокотемпературной половине ставролитовой фации, где широко стабилен ставролит, а устойчивость хлорита в мусковитсодержащих сланцах очень ограничена. Температуры контактового метаморфизма для тренда II-II (~ 520 — 540°C) близки к верхнему пределу стабильности мусковита — началу его распада на $\text{Andl} + \text{Ksp}$.

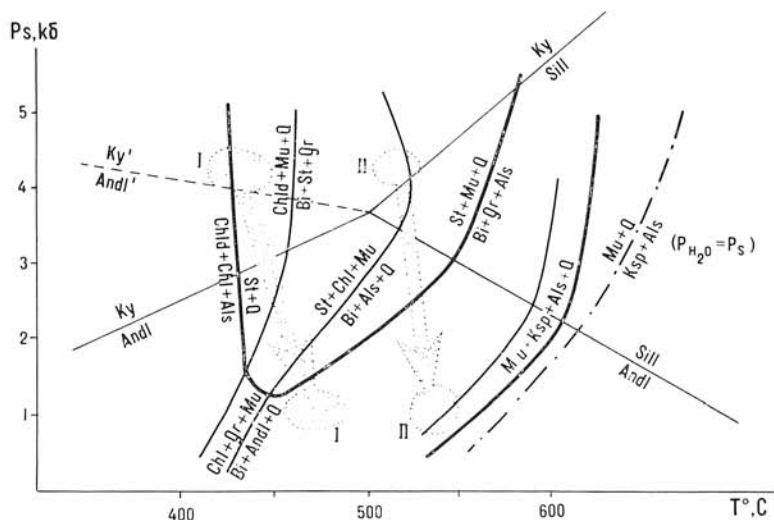


Рис. 9. Р-Т тренды контактовой перекристаллизации регионально-метаморфических сланцев на Р-Т диаграмме равновесий для метапелитов (Кориковский, 1979).

Пояснения: I-I — согласно Bi-Gr термометру Ферри-Спир (1978) и Gr-Cor термометру Перчука и др. (1983), II-II — по Bi-Gr термометру Перчука и др. (1983). Равновесия силикатов глинозема — по Holdaway (1971) (сплошные линии); пунктир — предполагаемое положение линии Ky-Andl согласно природным наблюдениям (Кориковский, 1979). Штрих-пунктир — экспериментальная кривая разложения мусковита с кварцем при $P = P_{\text{H}_2\text{O}}$.

Температуры регионального метаморфизма, согласно тренду I-I (~ 420 — 450°C), соответствуют на Р-Т диаграмме границе гранатовой и ставролит-хлоритовидной субфации, а условия контактового метаморфизма (~ 450 — 490°C) — начальной ступени андалузит-биотит-мусковит-роговиковой субфации.

При парагенетическом анализе сланцев района Роховце—Хижне было установлено, что региональный метаморфизм соответствовал преимущественно гранатовой субфации, где ставролит еще неустойчив, но во всех типах пород широко стабилен хлорит. В ороговикованных породах

установлен только парагенезис $\text{Cor} + \text{Bi} + \text{Mu} + \text{Q}$ без признаков даже частичной неустойчивости мусковита, что вероятнее всего отвечает начальной ступени андалузит-биотит-мусковит-роговиковой субфации. Поэтому нам представляется, что тренд I-I более реально соответствует установленным нами природным парагенезисам.

Заключение

В районе южного вепорикума между сс. Роховце и Хижне, вероятно, проходили полиметаморфические процессы варисийского и альпийского орогенеза. Контактное воздействие роховских гранитов на регионально метаморфизованные метапелиты серии Гладоморной долины выразились в кардинальном преобразовании минеральных ассоциаций вследствие изменения P - T - $X(\text{Mg}-\text{Fe})$ фазовых равновесий. Региональный метаморфизм нижнепалеозойских пород серии Гладоморной долины достигал условий гранатовой зоны, максимально — начала ставролит-хлоритовой зоны. Минеральные ассоциации малоглиноземистых метапеллитов, а также метабазитов соответствуют гранатовой зоне; ставролит и хлоритоид не были обнаружены. Определение температуры метаморфизма с помощью двух вариантов биотит-гранатового геотермометра (Ferry — Spear, 1978; Перчук и др., 1983) дало несколько различные результаты, причем более реальными с точки зрения сравнения с петрогенетической сеткой (Кориковский, 1979) кажутся температуры регионального метаморфизма $420-450^\circ\text{C}$ при предполагаемых давлениях $400-450$ МПа.

Кордиерит-биотитовая минеральная ассоциация контактовых роговиков, наложенная на сланцы гранатовой зоны, соответствует начальной ступени андалузит-биотит-мусковит-роговиковой субфации (Кориковский, 1979). Образование роговиков с кордиеритом сопровождалось умеренным повышением температуры, приблизительно на $30-40^\circ\text{C}$ — до величины $450-490^\circ\text{C}$ ($\text{Bi}-\text{Gr}$, $\text{Cor}-\text{Gr}$ геотермометры), но весьма значительным — на $300-350$ МПа, спадом давления до величин порядка $100-150$ МПа, установленным на основе петрогенетической сетки (тренды I-I, II-II; рис. 9).

Образование кордиерита и биотита в контактовых роговиках в ореоле роховских гранитов связано с распадом хлорита и граната и парагенезисов хлорит+мусковит+кварц (реакция 2) и гранат+хлорит+мусковит+кварц (реакции 1, 3).

Части реликтов граната с повышенным содержанием Са- и Fe-компонентов ($X_{\text{Fe}} = 90,5-92,3$), вероятно, могли сосуществовать с новообразованными кордиеритами, у которых $X_{\text{Fe}} = 37,5-40,5$ (реакция 4).

Изменение предполагаемого кианитового типа регионального метаморфизма (с средневисоким давлением) на андалузитовый тип контактового метаморфизма (низкое давление) могло соответствовать почти изотермической декомпрессии, вызванной тектоническим подъемом данного блока пород и внедрением гранитных магм (Thompson — England, 1984) в верхние горизонты земной коры до глубины не более $4-6$ км, что соответствует литостатическим давлениям $100-150$ МПа.

ЛИТЕРАТУРА

- БАГДАСАРЯН, Г. П. — ЦАМБЕЛ, Б. — ВЕСЕЛЬСКИЙ, Й. — ГУКАСЯН, Р. Х., 1977: Калий-аргоновое определение возраста пород кристаллических комплексов Западных Карпат и предварительная интерпретация результатов. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 28, 2, с. 219—242.
- ВЕЛИКОСЛАВИНСКИЙ, Д. А., 1972: Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Наука, Ленинград, 189 с.
- КОРЖИНСКИЙ, Д. С., 1955: Очерк метасоматических процессов. В книге: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд. АН СССР, Москва, с. 335—456.
- КОРИКОВСКИЙ, С. П., 1979: Фации метаморфизма метапелитов. Наука, Москва, 263 с.
- КОРИКОВСКИЙ, С. П. — ФЕДОРОВСКИЙ, В. С., 1980: Ранний докембрий Патомского нагорья. Наука, Москва, 300 с.
- КОРИКОВСКИЙ, С. П. — ЦАМБЕЛ, Б. — БОРОНИХИН, В. А. — ПУТИШ, М. — МИКЛОШ, Я., 1985: Фазовые равновесия и геотермометрия метапелитовых роговиков вокруг Модранского гранитного массива (Малые Карпаты). *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 36, 1, с. 51—74.
- ПЕРЧУК, Л. Л. — ЛАВРЕНТЬЕВА, И. В. — АРАНОВИЧ, Л. Я. — ПОДЛЕССКИЙ, К. К., 1983: Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма. Наука, Москва, 198 с.
- РЕВЕРДАТТО, В. В., 1970: Фации контактового метаморфизма. Недра, Москва, 271 с.
- ЦАМБЕЛ, Б. — ЩЕРБАК, Н. П. — КАМЕНИЦКИЙ, Л. — БАРТНИЦКИЙ, Е. Н. — ВЕСЕЛЬСКИЙ, Й., 1977: Некоторые сведения по геохронологии кристалликума Западных Карпат на основе данных U—Th—Pb метода, *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 28, 2, с. 243—259.
- BAJANÍK, Š. et al., 1984: Geologická mapa Slovenského rudohoria — vých. časť, 1 : 50 000, GÜDS Bratislava.
- FERRY, J. M., 1978: Fluid interaction between granite and sediment metamorphism, south-central Maine. *Amer. J. Sci. (New Haven)*, 278, 8, с. 1025—1056.
- 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)*, 66, с. 113—117.
- HOLDAWAY, M. J., 1971: Stability of andalusite, and the aluminium silicate phase diagram. *Amer. J. Sci. (New Haven)*, 271, с. 97—131.
- CHINNER, G. A., 1962: Almandine in thermal aureoles. *J. Petrology (Oxford)*, 3, 2, с. 316—340.
- IVANOV, M., 1981: Niklovo-kobaltové zrudnenie likvačno-magmatického typu v amfibolických gabrách styčnej zóny gemerika a veporika. *Miner. slov. (Bratislava)*, 13, 3, с. 193—208.
- IVANOV, M., 1984: Vzácné zeminy v kyslých a bázičných magmatických horninách-Rochovce (vrt KV-3). *Miner. slov. (Bratislava)*, 16, 2, с. 173—179.
- KAMENICKÝ, J., 1977: Contact metamorphism in the aureole of the Rimavica granite (West Carpathian Mts.). *Miner. slov. (Bratislava)*, 9, 3, с. 161—184.
- KANTOR, J., 1960: Kriedové orogenetické procesy v svetle geochronologického výskumu veporidného kryštalinika, Kohútске pásmo. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 19, с. 5—19.
- KANTOR, J. — RYBÁR, M., 1979: Radiometrické veku granitoidov zo Spišsko-gemerického rudohoria a prífahlej časti veporid. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 73, с. 213—234.
- KLINEC, A., 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava)*, 6, с. 7—28.
- KLINEC, A., 1976: Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkyh Tatier (Slovenské rudohorie-stred a Nízke Tatry-východ), 1 : 50 000, GÜDS, Bratislava.
- KLINEC, A. et al., 1979: Komplexné geologické vyhodnotenie štruktúrneho vrtu KV-3 Rochovce. Manuscript-archív GÜDS, Bratislava, с. 1—180.
- KLINEC, A. — MACEK, J. — DÁVIDOVÁ, Š. — KAMENICKÝ, L., 1980: Rochovský granit v styčnej zóne gemerid s veporidami. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 74, с. 103—112.

- KLINCEC, A. — PLANDEROVÁ, E., 1981: Otázka stratigrafickej jednoty série Hladomornej doliny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 75, c. 13—18.
- MÁŠKA, M. — ZOUBEK, V., 1960: Tectonic development of Czechoslovakia, Ústř. Ústav Geol. (Praha), c. 226.
- MISÍK, M., 1953: Geologické pomery územia medzi Jelšavou a Štítnikom. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), IV, 3—4, c. 557—587.
- OKRUSCH, M., 1971: Garnet-cordierite-biotite equilibria in the Steinach aureole, Bavaria. Contr. Mineral. Petrology (Berlin — New York), 32, c. 1—23.
- OSBERG, P. H., 1971: An equilibrium model for Buchan-type metamorphic rocks, south-central Maine. Amer. Mineralogist (Washington), 56, c. 570—586.
- PLANDEROVÁ, E. — VOZÁROVÁ, A., 1978: Vrchný karbón v južnej časti veporid. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 70, c. 129—141.
- PLAŠIENKA, D., 1980: Nappe position of the Hladomorná dolina group on the Foederatta group in the Dobšiná half-window. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 31, 4, c. 609—617.
- SNOPKO, L., 1957: Predbežná správa o tektonike a metamorfóze krýštalínika spišského príkrovu v povodí rieky Slanej. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 11, c. 48—75.
- THOMPSON, A. B. — ENGLAND, P. C., 1984: Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism II. Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. J. Petrology (Oxford), 25, 4, c. 929—955.
- VÁCLAV, J. — SNOPKO, L., 1983: Metalogenéza širšej oblasti Rochovce — Revúca (severná časť) — I. etapa. Manuscript-archív GÚDŠ, Bratislava.
- VOZÁROVÁ, A. — VOZAR, J., 1982: Nové litostratigrafické jednotky v južnej časti veporika. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 78, c. 169—194.
- VRÁNA, S., 1964: Petrogeneze veporidního krýštalínika v okolí Slavošovec. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 33, c. 5—29.
- VRÁNA, S., 1964b: Chloritoid and kyanite zone of alpine metamorphism on the boundary of the Gemerides and the Veporides (Slovakia). Krýštalínikum (Praha), 2, c. 125—143.
- VRÁNA, S., 1966: Alpidische metamorphose der granitoide und Foederata — serie im mittelteil der veporiden. Sbor. geol. Vied, západ. Karpaty (Bratislava), 6, c. 29—84.
- WALTHER, J. V. — WOOD, B. J., 1984: Rate and mechanism in prograde metamorphism. Contr. Mineral. Petrology (Berlin — New York), 88, 3, c. 146—259.
- ZOUBEK, V., 1954: Zpráva výskumu východní části pásma Kohúta. Zprávy o geologických výskumech v r. 1954. Ústř. Ústav Geol. (Praha), c. 207—210.
- ZOUBEK, V., 1957: Hranice gemerid s veporidami. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 46, c. 38—50.
- ZOUBEK, V. — SNOPKO, L., 1954: Zpráva o mapování styku veporid a gemerid mezi Slavošovci a Rejdou. Zprávy o geol. výskumech v r. 1954. Ústř. Úst. Geol. (Praha), c. 211—213.

Рукопись получена 12 августа 1985 г.