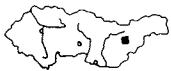


СЕРГЕЙ ПЕТРОВИЧ КОРИКОВСКИЙ* — ЙОЗЕФ ДУПЕЙ** — НИНА ГЕОРГИЕВНА
ЗИНОВЬЕВА***

ГЕНЕЗИС ЗОНАЛЬНЫХ ГРАНАТОВ ИЗ РИМАВИЦКИХ (СИНЕЦКИХ) ГРАНИТОВ В КОГУТСКОЙ ЗОНЕ ВЕПОРИД, ЗАПАДНЫЕ КАРПАТЫ

(7 Рис., 3 Табл.)



Резюме: микрозондовое изучение богатых Ca гроссуляр-спессартин-альмандиновых гранатов (гроссуляр₄₆₋₅₅ альмандин₂₈₋₄₃ спессартин₆₋₁₉ пироп₄₋₁₀) из римавицких гранитов Когутской зоны вепорид показало, что они образуются на автометасоматической стадии кристаллизации, путем частичного или полного замещения первично-магматических гранатов альмандин-пироп-спессартинового ряда белых Ca (альмандин₇₂₋₈₀ спессартин₁₁₋₁₈ пироп₄₋₁₀ гроссуляр₁₋₃). Замещение происходит одновременно с соссюритизацией и альбитизацией плагиоклазов вследствие распада его анортитовой составляющей, за счет которой возникают включения клиноzoизита в плагиоклазе и богатые гроссуляром каймы вокруг первичного пиральспита. В ходе гроссуляризации размер зерен гранатов увеличивается, и он принимает форму вторичного додекаэдра.

Abstract: Microprobe investigation of Ca-rich grossularite-spessartite-almandine garnets (grossularite₄₆₋₅₅ almandine₂₈₋₄₃ spessartite₆₋₁₉ pyrope₄₋₁₀) from the Rimavica granites of the Kohút zone of Veporides has shown that they were formed in the autometasomatic stage of crystallization as a result of partial or full substitution of primary-magmatic Ca-poor garnets of the almandine-pyrope-spessartite series (almandine₂₋₈₀ spessartite₁₁₋₁₈ pyrope₄₋₁₀ grossularite₁₋₃). The substitution occurred simultaneously with saussuritization and albitization of plagioclase due to the decomposition of its anorthite component which was substituted by inclusions of clinzozoisite in plagioclase and grossularite-rich rims around the primary pyralspite. In the course of grossularization the size of garnet grains increased and they acquired the form of secondary dodecahedron.

Кристаллизация магматических гранатов в паре с биотитом довольно обычна для высокоглиноземистых гранитоидов, особенно если они генетически связаны с зональными комплексами кианит-силлиманитового и андалузит-силлиманитового типа. Гранаты в таких гранитоидах имеют, как правило, альмандиновый или спессартин-альмандиновый состав, с небольшой примесью Mg и Ca (Владимиров и др., 1985; Соколов и др., 1962; Clarke, 1981; Allan—Clarke, 1981; Baldwin—von Knorring, 1983). Условием их образования является не вы-

* Д-р геол.-мин. наук С. П. Кориковский, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, Старомонетный пер. 35, 109017 Москва.

** Д-р Й. Дупей, Геологический институт Центра геологических исследований Словацкой АН, Горна, 15, 974 01 Банска Бистрица.

*** Канд. геол.-мин. наук Н. Г. Зиновьева, Московский университет, кафедра петрографии, Ленинские горы, ГСП, 119899 Москва.

сокая температура магмы, а повышенная глиноземистость, железистость и манганофильность исходного расплава (М а р а к у ш е в — Т а р а р и н, 1964; Д у б р о в с к и й, 1981; G r e e n, 1977; A b b o t t, 1981; C l a r k e, 1981).

Значительно реже в высокоглиноземистых гранитоидах встречаются обогащенные Ca гранаты, в которых содержание гроссуляра достигает 20—30, и иногда 45—50 %. Они не могут иметь магматический генезис, поскольку, по данным Т. Г р и н а (G r e e n, 1977), ликвидусные гранаты, равновесные с глиноземистым расплавом при давлениях до 10 кбар, содержат не более 8 % гроссуляра. Изучение таких гранатов показало, что они образуются либо при последующем метаморфизме гранитоидов (К о т о в а, 1988), либо возникают при постмагматической перекристаллизации более ранних Fe—Mg—Mn гранатов магматической генерации (В л а д и м и р о в и д р., 1985; C a l z e t t i — Z e d a, 1980).

Подобные гранаты гроссуляр-спессартин-альмандинового ряда, содержащие от 42 до 51 % гроссуляровой молекулы, были обнаружены в вепорских гранитоидах Словакии (V r a n a, 1980). По наблюдениям С. В р а н ы, эти гранаты появляются только в гранитах, затронутых низкими среднетемпературными изменениями, и обогащенных вторичными минералами — клиноцизитом, мусковит-фенгитом и альбитом. С. В р а н а связывает эти вторичные изменения с наложенным на граниты альпийским метаморфизмом.

Нами изучены аналогичные гроссулярсодержащие гранаты из римавицких (сицицких) гранитов Когутской зоны вепорид. Полученные данные подтверждают мнение С. В р а н ы об образовании богатых Ca гранатов в ходе низкотемпературной перекристаллизации гранитоидов. Но при микрозондовых исследованиях выяснилось, что многие из этих гранатов имеют спессартин-альмандиновые ядра, практически не содержащие Ca, что указывает на более сложную генетическую природу гранатов.

Петрографические особенности гранитов и природа их вторичных изменений

Римавицкие граниты, согласно U-Pb изохронному методу по цирконам, имеют возраст 350 ± 5 млн. лет (B i b i k o v a et al., 1988). В Когутской зоне они слагают крупный массив Синец, а также образуют небольшие конформные тела и инъекции, прорывающие регионально-метаморфизованные породы кленовецкого, гронского и комплекса Хладоморной долины (В е з á k, 1982).

Степень регионального метаморфизма вмещающих пород меняется в очень узких пределах — от гранатовой до ставролит-хлоритоидной субфации (К о р и к о в с к и й и д р., 1989), что отвечает интервалу 430—470 °С. Давление оценивается примерно в 4—5 кбара.

В неизмененном виде римавицкие гранитоиды представлены биотит-дву полевошпатовыми, часто пегматоидными гранитами, плагиогранитами и гранодиоритами, с небольшой, но постоянной примесью зерен граната. Они имеют секущие магматические контакты с боковыми породами; их

внешнее воздействие выражается лишь в биотитизации и мусковитизации вмещающих гранат-слюдяных сланцев, при отсутствии типичных роговиков. Подобные относительно «холодные» контакты типичны для синеметаморфических массивов аллохтонного типа. Я. Каменицкий (Каменицкий, 1977) указал на появление кордиерита и силлиманита в контакте римавицких гранитов в районе Мутника. Однако нам не удалось встретить каких-либо высокотемпературных минералов или ассоциаций в изученных контактах, в частности, вокруг массива Синец.

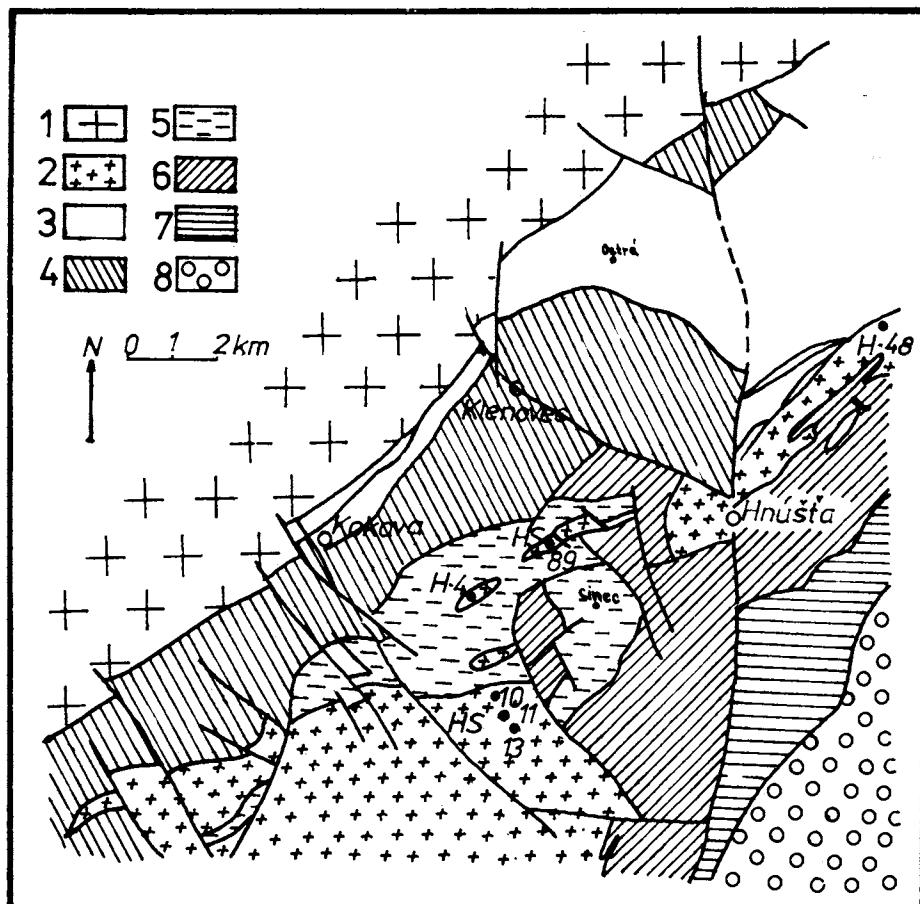


Рис. 1 Схематическая геологическая карта комплексов пород в районе города Гнуштая (средняя часть когутской зоны).

1 — кралевогольский комплекс (граниты, мигматиты); 2 — римавицкий комплекс (римавицкие граниты); 3 — гронский комплекс (слюдяные сланцы, метавулканиты); 4 — кленовецкий комплекс (биотитовые и альбитовые гнейсы); 5 — синецкий комплекс (сланцы, магнезиты, метапсамиты); 6 — комплекс Гладоморной долины (глинистые сланцы, филиты, биотитовые гнейсы); 7 — римавская свита (сланцы, метапесчаники); 8 — добшинская группа (гемерикум — филлиты).

Геологический эскиз из работы Безака (Bezák, 1982).

Поэтому не исключено, что локальное появление кордиерита и силлиманита в районе Мутника может быть связано с не вскрытой на поверхности апикальной частью массива более молодых роховских гранитов, вокруг которых (в отличие от римавицких) образуются контактовые кордиерит-андалузитовые роговики (К о р и к о в с к и й и др., 1986).

Характерное свойство римавицких гранитов — широко проявленные в них процессы средне- и низкотемпературной перекристаллизации. К ним относятся: замещение магматического биотита мусковитом, вторичным малотитанистым биотитом или сростками мусковита, хлорита и лейкоксена; замещение плагиоклаза альбитом с множеством вростков мусковита и клиноцизита («наполненные полевые шпаты»); появление секущих сегрегаций мусковита и кварца. Интерпретировать такие замещения можно двояко: как альпийский метаморфизм (V g á n a, 1980) или как автометасоматоз на стадии остывания.

Химическая тенденция таких замещений, как было показано на примере автометасоматоза в гранат-биотитовых гранитах Сухи, и ретроградных процессов в кристаллиникуме Западных Карпат (К о р и к о в с к и й и др., 1987; Ц а м б е л — К о р и к о в с к и й, 1986), отражает процесс метасоматического кислотного выщелачивания при высокой активности K. При этом происходит частичный вынос Mg, Fe и Na, а граниты, особенно за счет мусковитизации, могут приобретать вторичный пералюминозный характер.

В пользу постмагматического, а не метаморфического характера изменений римавицких гранитов свидетельствует ряд данных.

Во-первых, все реакции замещения идут в интервале снижающихся, а не повышающихся температур, как следовало бы ожидать в случае наложенного метаморфизма. Так, наиболее ранними реакционными минералами в гранитах являются малотитанистый биотит и крупночешуйчатый мусковит, замещающие магматический биотит и плагиоклаз. Затем, по мере развития процесса, мусковит сменяется мелкочешуйчатым серицитом; в псевдоморфозах по биотиту появляется также хлорит и лейкоксен, и наконец, самые последние новообразования — это низкотемпературный серицит-хлорит-кварцевый агрегат, замещающий не только обе генерации биотита, но и ранний крупночешуйчатый мусковит.

Во-вторых, мусковитизация и серицитизация гранитов по химизму идентичны процессам слюдяной грейзенизации, являющейся, как известно (К о р ж и н с к и й, 1955; Р у н д к в и с т и др., 1971), классическим проявлением автометасоматоза кислотной стадии. При крайней степени изменения римавицкие граниты превращаются в мусковит-альбит-клиноцизит-кварцевые апограниты, по составу мало чем отличающиеся от настоящих мусковитовых грейзенов.

В-третьих, постмагматический источник флюидов доказывается тем, что наиболее интенсивные преобразования сосредоточены внутри массивов римавицких гранитов, или в их внешних ореолах, но они быстро затухают во вмещающих сланцах по мере удаления от контакта. В ходе перекристаллизации сохраняется гипидиоморфная структура и массивная текстура гранитов, что типично именно для грейзеновых автометасоматитов, но не для наложенного метаморфизма. Последний всегда со-

проводится рассланцеванием и милонитизацией, а это для измененных римавицких гранитов не характерно.

И, наконец, изотопные данные не обнаруживают признаков переработки варисских римавицких гранитовdiaфторитическими флюидами альпийского возраста. Так, несмотря на бесспорное термальное воздействие альпийского цикла, приведшее к потере слюдами древнего радиогенного аргона, U - Pb система цирконов и Rb - Sr система гранитов — наиболее чувствительные к изменению флюидного режима — оказались совершенно ненарушенными в альпийское время (Bibikova et al., 1988; Cambel et al., 1988). Полная сохранность этих изотопных систем доказывает отсутствие поствариссийского флюидного воздействия, а значит и альпийского diaфтореза в области развития римавицких гранитов.

Зональность гранатов из римавицких гранитов

Гранаты образуют мелкие включения в кристаллах плагиоклаза или калиевого полевого шпата. Изредка гранаты достигают 2—3 мм в диаметре, и его амебовидные зерна превышают размеры чешуек магматических биотитов (рис. 2). Но чаще диаметр гранатов составляет 0,2—0,5 мм, и они имеют форму слабо резорбированных додекаэдров (рис. 3).

Нами были изучены составы 6 гранатов из автометасоматически измененных гранитоидов. Полные микрозондовые анализы по профилю «край-центр-край» сделаны на растровом электронном микроскопе Cam-scan-4 DV при помощи энергодисперсионного спектрометра фирмы Link. В табл. 1 для упрощения приведены только содержания FeO , MnO , MgO , и CaO , и количество соответствующих минералов в каждой точке. Указаны диаметры зерен и шаг зонда в микронах.

Оказалось, что часть зерен, особенно с диаметром выше 350 μm , имеют очень бедное Ca , спессартин-альмандиновое или спессартин-пироп-альмандиновое ядро, и обогащенную Ca , крайне железистую внешнюю оторочку. Изменение состава происходит резким скачком: содержание гроссуляра возрастает на 50—52 %, количество альмандина снижается на 35—40 %, пиропа — на 7—9 %. При этом общая величина $Fe/(Fe + Mg)$ достигает 98—100 %. Это значит, что гроссуляр-спессартин-альмандиновые гранаты в римавицких гранитах, впервые исследованные С. Враной (Vrana, 1980), на самом деле не являются самостоятельными новообразованиями, а представляют собой результат гроссуляризации более ранних пиральспитов.

Сопоставление показывает, что составы спессартин-пироп-альмандиновых ядер соответствуют обычным составам магматических гранатов из высокоглиноземистых гранитов и пегматитов (Владимиров и др., 1985; Соколов и др., 1962; Clarke, 1981; Alan — Clarke, 1981; Manning, 1983). А гроссуляр-спессартин-альмандиновые каймы отвечают составам гранатов, возникающих при прогрессивном или ретроградном метаморфизме пород с высоким отношением $Al/(Ca + Fe)$

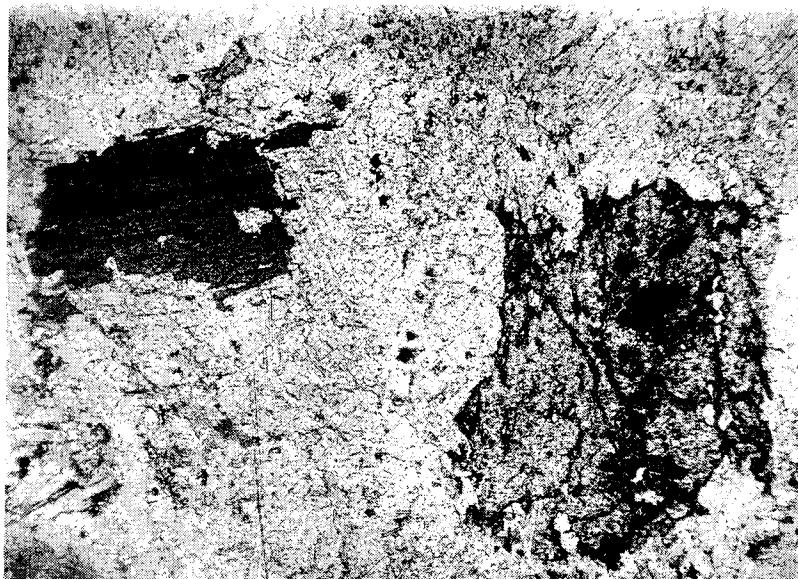


Рис. 2. Зерно слабо гроссуляризированного магматического граната, размер которого близок размеру магматического биотита. Увел. x 90.

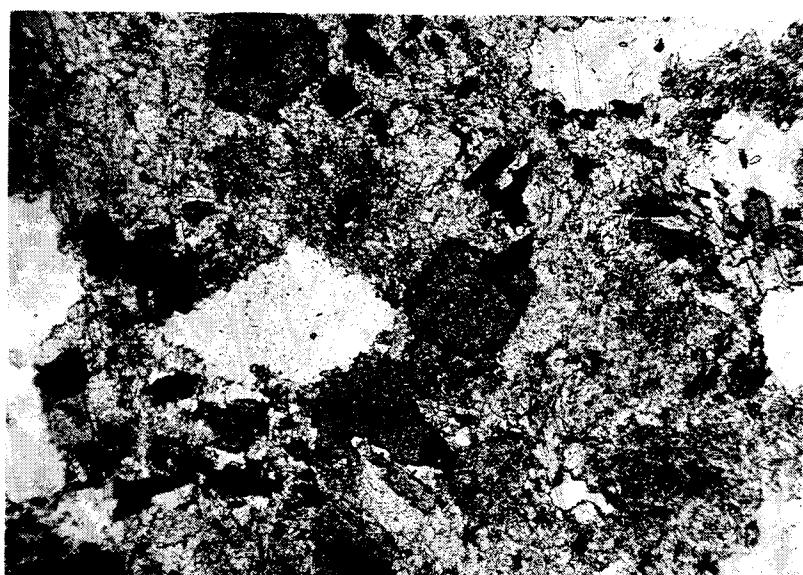


Рис. 3. Зерна сильно гроссуляризированного граната внутри соссюритизированного и альбитизированного плагиоклаза. Увел. x 140.

Таблица 1

Изменение составов гранатов (мас. %) из римавицких гранитов про профилям «край—центр—край»

№ обр.	HS-4 (диаметр зерна 350 $\mu\text{м}$, шаг зонда — 30 $\mu\text{м}$ — см. рис. 4,1)						
	левая				центр		
№ анализа	1	2	3	4	5	6	7
FeO	18,44	17,77	34,45	34,28	34,60	34,47	34,40
MnO	3,02	4,07	6,13	5,16	5,11	5,27	5,05
MgO	0,27	—	1,61	1,76	1,75	1,93	1,83
CaO	18,46	19,33	0,51	0,33	0,34	0,30	0,35
						Компоненты	
Alm	40,5	38,1	78,2	79,5	79,9	78,9	79,7
Spes	6,7	8,9	13,9	12,1	11,9	12,3	11,7
Pr	1,0	—	6,5	7,3	7,2	7,8	7,6
Gros	51,8	53,0	1,4	1,1	1,0	1,0	1,0
Fe, %	97,5	100,0	92,3	91,6	91,7	90,9	91,3
Fe + Mg							

1-ое продолжение табл. 1

№ обр.	Н-4 (диаметр зерна 350 $\mu\text{м}$, шаг зонда — 30 $\mu\text{м}$ — см. рис. 4,1)				HS-13 (диаметр зерна 800 $\mu\text{м}$, шаг зонда 100 $\mu\text{м}$)		
	правая				левая		
№ анализа	8	9	10	11	12	13	14
FeO	34,44	34,25	33,57	17,81	16,99	30,88	31,12
MnO	4,88	5,07	5,51	3,67	4,68	7,20	5,90
MgO	2,05	1,90	1,96	0,20	0,26	1,75	1,98
CaO	0,42	0,53	0,60	18,56	17,72	1,12	1,06
Alm	79,0	78,6	77,6	39,1	37,9	72,1	74,0
Spes	11,2	11,9	12,8	8,0	10,4	17,1	14,4
Pr	8,5	7,8	7,9	0,7	1,0	7,3	8,4
Gros	1,3	1,7	1,7	52,2	50,7	3,5	3,2
Fe, %	90,4	91,0	90,5	98,0	97,3	90,8	89,8
Fe + Mg							

(Фирсова, 1980; Ackermann et al., 1972; Ashworth—Evirgen, 1984).

Степень гроссуляризации первичных пиральспитов может быть самой различной (табл. 1, рис. 4, 1—3). Последовательность замещения видна на фотографиях в отраженных электронах (рис. 4, 1—3). В начале процесса гроссуляровая кайма возникает только в узкой краевой зоне шириной 30—60 $\mu\text{м}$ (обр. Н-4, рис. 4, 1). При более интенсивном развитии гроссуляровая оторочка замещает всю внешнюю и среднюю часть гра-

2-ое продолжение табл. 1

№ обр.	HS-13 (диаметр зерна 800 $\mu\text{м}$, шаг зонда 100 $\mu\text{м}$)				HS-13 (левый край, шаг зонда — 10 $\mu\text{м}$)			
	часть зерна		центр	правая	край			
№ анализа	15	16	17	18	19	20	21	22
FeO	31,89	31,68	14,51	15,41	18,69	18,19	16,17	30,52
MnO	4,83	5,70	5,92	4,59	4,06	4,49	5,50	8,06
MgO	2,43	2,55	0,20	0,35	0,31	0,36	—	1,37
CaO	1,13	1,01	19,32	19,48	16,81	17,72	18,49	1,68
Компоненты								
Alm	74,9	73,0	31,9	33,9	41,4	39,7	35,6	70,7
Spes	11,5	13,3	13,2	10,1	9,2	9,7	12,2	18,8
Pr	10,1	10,5	0,7	1,3	1,4	1,3	—	5,6
Gros	3,5	3,2	54,2	54,7	48,0	49,3	52,2	4,9
Fe	88,0	87,4	97,5	96,0	97,1	96,6	100,0	92,7
Fe + Mg								

3-ье продолжение табл. 1

№ обр.	HS-11 (диаметр зерна 500 $\mu\text{м}$, шаг зонда 60 $\mu\text{м}$ — см. рис. 4,2)							
	часть зерна		левая		центр		правая	
№ анализа	23	24	25	26	27	28	29	30
FeO	19,36	16,94	31,91	31,80	16,29	15,76	16,72	18,47
MnO	4,92	6,63	7,66	7,50	6,99	6,43	6,41	4,70
MgO	—	0,20	0,98	1,01	0,16	—	0,01	—
CaO	16,16	16,98	0,49	0,62	16,82	18,17	17,21	16,76
Компоненты								
Alm	42,9	36,9	76,0	75,9	36,0	34,6	37,0	41,3
Spes	11,0	14,8	18,4	18,1	15,5	14,4	14,2	10,6
Pr	—	0,7	4,2	4,2	0,7	—	—	—
Gros	46,1	47,6	1,4	1,8	47,8	51,0	48,8	48,1
Fe	100,0	97,8	94,8	94,6	98,2	100,0	100,0	100,0
Fe + Mg								

ната (обр. HS-13 и HS-11, табл. 1), а первичный пиральспит сохраняется лишь в самом центре зерна (рис. 4, 2). И, наконец, при завершении процесса бедный Ca гранат полностью замещается гроссулярсодержащим (обр. HS-10, H-48 и HS-89, табл. 1, рис. 4, 3).

Изменение компонентного состава гранатов в ходе замещения хорошо видно на диаграмме Alm—Spes—Grs (рис. 5).¹

¹ Здесь и далее — символы минералов: Ab — альбит, Alm — альмандин, Bt — биотит, Clz — клиноцизит, Gnt — гранат, Grs — гроссуляр, Ms — мусковит, Phn — фенит, Pl — плагиоклаз, Pr — пироп, Qtz — кварц, Spes — спессартин.

4-ое продолжение табл. 1

№ обр.	HS-10 (диаметр зерна 200 $\mu\text{м}$, шаг зонда — 30 $\mu\text{м}$ — см. рис. 4, 3)					
	левая			центр	правая	
№ анализа	31	32	33	34	35	36
FeO	16,25	15,17	13,86	13,63	15,72	17,44
MnO	5,11	6,86	8,17	8,55	6,77	5,19
MgO	0,32	0,30	0,10	—	0,02	0,05
CaO	17,88	17,56	18,52	18,06	18,29	17,98
				Компоненты		
Alm	36,3	33,6	30,1	29,7	34,2	38,1
Spes	11,5	15,4	18,1	18,8	14,8	11,5
Pr	1,3	1,0	0,3	—	0,1	0,2
Gros	50,9	50,0	51,5	50,8	50,9	50,2
$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}}$, %	96,4	97,1	98,9	100,0	99,8	99,5

5-ое продолжение табл. 1

№ обр.	H-48 (диаметр зерна 200 $\mu\text{м}$, шаг зонда — 20 $\mu\text{м}$)					
	левая			центр	правая	
№ анализа	37	38	39	40	41	42
FeO	16,82	15,01	13,57	13,76	12,97	14,30
MnO	3,44	6,08	7,78	8,55	9,41	7,34
MgO	0,14	0,28	—	0,29	0,25	0,10
CaO	18,25	18,14	18,30	17,75	17,72	18,19
				Компоненты		
Alm	38,0	33,4	30,3	30,3	28,4	31,6
Spes	8,0	13,8	17,5	18,9	20,8	16,4
Pr	0,7	1,0	—	1,0	1,0	0,3
Gros	53,3	51,8	52,2	49,8	49,8	51,7
$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}}$, %	98,2	97,0	100,0	96,8	96,6	98,9

На рис. 6 приведены типичные поперечные профили зерен гранатов. Обр. H-4 и HS-11 отличаются разной степенью гроссуляризации гранатов. Хорошо виден огромный скачок в содержании Ca на границе внутренней и внешней частей зерен.

На двух других профилях показано строение гранатов с полностью замещенным пиральспитовым ядром, но с разным содержанием гроссуляра: максимальным — 50—52 % (обр. HS-10) и умеренным — 26—29 % (обр. HS-89).

Рассмотрим теперь отдельно строение пиральспитовых ядер гранатов и богатых Ca оторочек или зерен.

6-ое продолжение табл. 1

№ обр.	Н-48 (диаметр зерна 200 $\mu\text{м}$, шаг зонда — 20 $\mu\text{м}$)		HS-89 (диаметр зерна 500 $\mu\text{м}$, шаг зонда — 50 $\mu\text{м}$)		
	правая		левая		
№ анализа	43	44	45	46	47
FeO	16,25	17,57	24,27	24,17	22,69
MnO	5,42	3,66	5,13	5,24	7,72
MgO	—	0,46	1,06	0,93	0,76
CaO	18,27	17,76	9,38	9,93	9,09
			Компоненты		
Alm	36,1	39,3	56,0	55,1	52,0
Spes	12,0	8,2	11,9	12,0	18,0
Pr	—	1,7	4,5	3,8	3,1
Gros	51,9	50,8	27,6	29,1	26,9
$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}}$, %	100,0	95,8	92,5	93,6	94,4

7-ое продолжение табл. 1

№ обр.	HS-89 (диаметр зерна 500 $\mu\text{м}$, шаг зонда — 50 $\mu\text{м}$)				
	центр		правая		
№ анализа	48	49	50	51	52
FeO	21,16	20,86	20,95	21,81	23,29
MnO	10,08	9,56	9,44	8,42	7,51
MgO	0,86	0,83	0,59	0,76	0,83
CaO	9,01	9,65	9,41	9,19	9,74
			Компоненты		
Alm	47,6	47,1	48,0	50,2	51,9
Spes	23,0	21,7	22,0	19,7	16,9
Pr	3,4	3,4	2,4	3,0	3,3
Gros	26,0	27,8	27,6	27,1	27,9
$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}}$, %	93,4	93,3	95,3	94,3	94,0

Неоднородность пиральспитового ядра отражает условия кристаллизации граната в магме. Анализы обр. Н-4, HS-13 и HS-11 (табл. 1) показывают, что магматические пиральспиты были довольно однородны, особенно по содержанию гроссуляра, не превышавшему 3,5 % (рис. 5).

Рис. 5. Диаграмма Alm—Spes—Grs для анализированных гранатов, по данным табл. 1. Стрелки указывают направление изменения составов от центра к краям кристаллов.

1 — поле составов гранатов из вепорских гранитоидов, по данным V g á p a (1980).

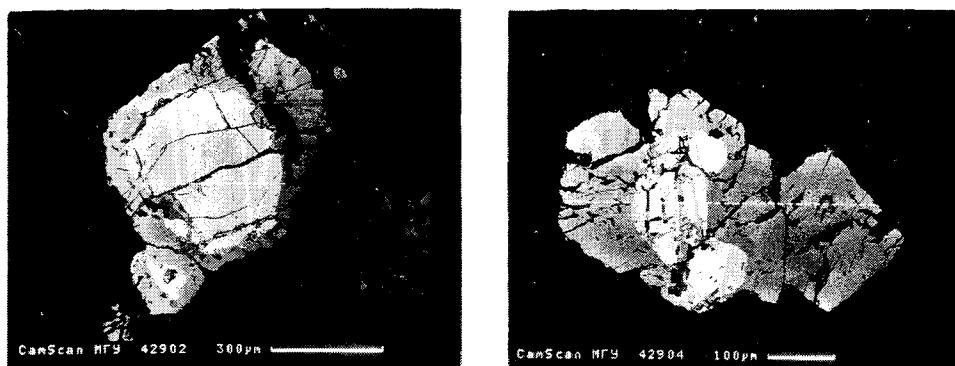


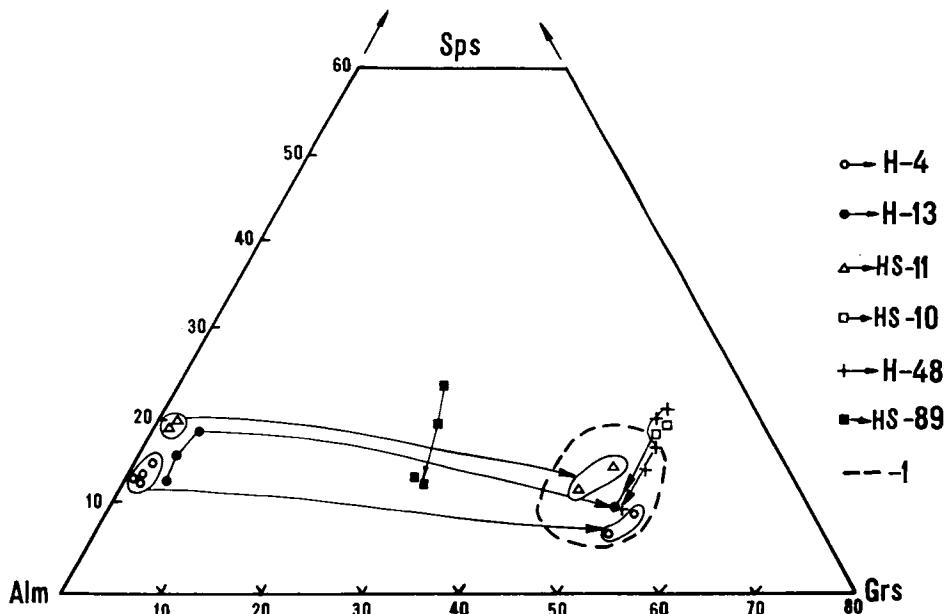
Рис. 4. Различные стадии замещения магматического пиральспита (светло-серое) богатым Ca гранатом (темно-серое). Снимки сделаны в отраженных электронах.

Пунктир — линия профиля, вдоль которого сделаны микрозондовые анализы.

1 — эмбриональная, богатая Ca оторочка вокруг пиральспита, обр. H-4; 2 — далеко зашедшая гроссуляризация, с небольшим сохранившимся пиральспитовым ядром, обр. HS-11; 3 — завершающая стадия процесса, с полностью замещенным пиральспитовым ядром, обр. HS-10.



Рис. 5.



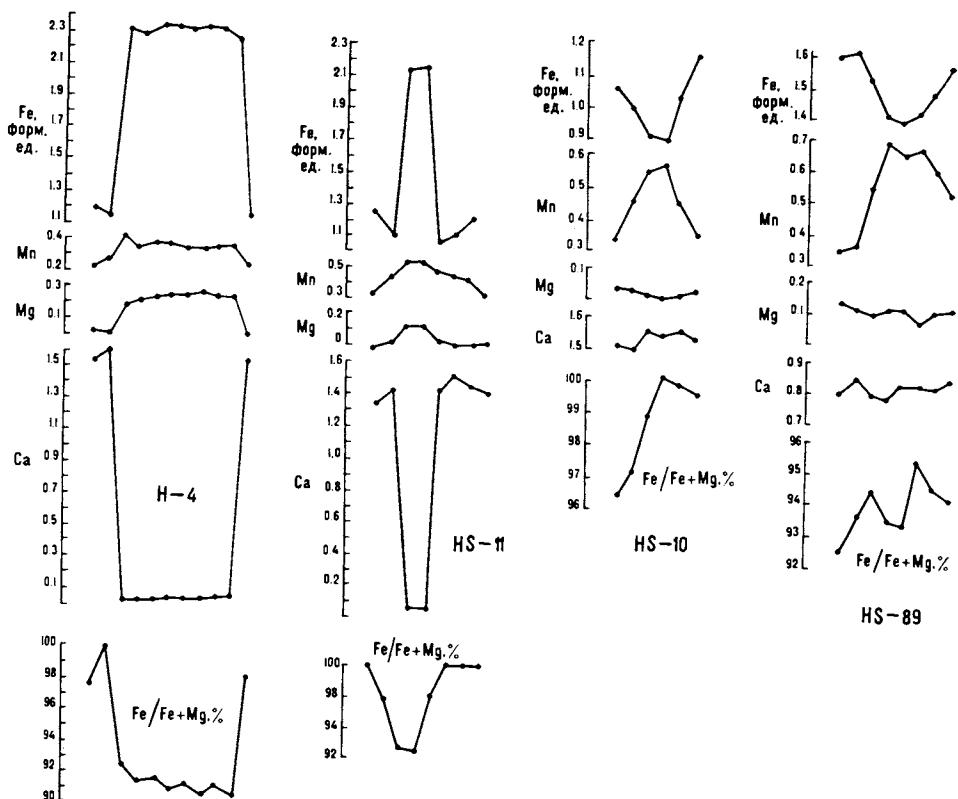


Рис. 6. Различные типы зональности гранатов из римавицких гранитов, по данным табл. 1. Пояснения в тексте.

Примесь пиропа невелика (не более 10 %) и обычно несколько снижается к краям, что приводит к росту величины $Fe/(Fe + Mg)$. Количество спессартина достигает 18 %, повышаясь во внешней зоне. Рост железистости и марганцевистости гранатов к краям зерен соответствует обычному изменению составов гранатов по мере кристаллизации магмы (Green, 1977; Clarke, 1981). Эта направленность подтверждается тем, что в слюдяно-редкометальных пегматитах, являющихся наиболее поздними дифференциатами гранитоидных расплавов, гранаты имеют исключительно спессартин-альмандиновый состав (Соколов и др., 1962; Baldwin — von Knorring, 1983; Manning, 1983).

Согласно данным Т. Грина (Green, 1977), магматические гранаты такого состава, как в римавицких гранитах (не более 3,5 % гроссуляра и до 18 % спессартина), кристаллизуются при давлении ≤ 5 кбар. Следовательно, римавицкие граниты застывали на глубинах, соответствующих кианит-силлиманитовому типу метаморфизма, что совпадает с оценкой давления для вмещающих гнейсов и сланцев Когутской зоны вепо-

рид (Кориковский и др., 1989). Для внутреннего строения Ca-оторочек пиральспитовых гранатов, или полностью гроссулированных зерен, устанавливаются иные закономерности. Ca-гранаты почти гомогенны по содержанию Ca и Mg (табл. 1). Общее содержание пиропа в них ничтожно, как правило, не более 1 % и лишь в обр. HS-89 достигает 3—4 %. Содержание гроссуляра — 47—53 % в обр. HS-89 — 27 %. От внутренней части каймы к внешней примесь спессартина снижается на 3—12 %, а содержание альмандина синхронно возрастает на ту же величину — на 2—12 %, указывая на изоморфизм $Fe^{2+} \rightarrow Mn$.

Довольно заметное снижение величины $Fe/(Fe + Mg)$ к краям Ca-гранатов определяется, следовательно, не возрастанием содержания Mg, а исключительно уменьшением количества Fe.

Сосуществующие минералы

Изученные гранаты присутствуют в виде включений в полевых шпатах, составы которых приведены в табл. 2. Плагиоклаз в гранитах по большей части разложен и превращен в альбит (0—3 % An) с множеством включений клиноцизита и мусковита. Микроклин имеет свежий облик, примесь альбитовой молекулы невелика.

Таблица 2

Составы полевых шпатов (мас. %), включающих анализированные кристаллы гранатов (см. табл. 1)

№ обр.	HS-13		H-4	HS-11	HS-10	H-48	HS-89
Пол. шпат	Ksp	Pl	Pl				
SiO ₂	63,17	64,97	68,10	69,53	68,53	66,60	68,30
Al ₂ O ₃	17,70	21,73	20,21	19,43	19,66	19,20	19,16
CaO	—	3,26	0,77	0,09	0,20	0,46	0,16
Na ₂ O	1,03	9,54	12,18	11,95	11,93	12,10	12,30
K ₂ O	16,58	0,20	0,10	0,09	0,09	0,05	0,07
BaO	0,61	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,09	99,70	101,37	100,79	100,41	100,38	99,99
An, %	—	16,0	3,3	0,4	0,9	2,0	0,8
Ort	90,5	—	—	—	—	—	—
Ab	8,5	—	—	—	—	—	—
Cs	1	—	—	—	—	—	—

Устанавливается прямая зависимость между степенью гроссуляризации пиральспитовых гранатов и интенсивностью разложения плагиоклазов, в которых заключены гранаты. Так, эмбриональные гроссуляровые каемки характерны для гранатов, включенных либо в не полностью деанортитизированный плагиоклаз (обр. HS-13, плагиоклаз № 16, табл. 1 и 2) либо в калишпат (обр. H-4). Если же плагиоклаз целиком превращен в смесь

Таблица 3

Составы (мас. %) вторичных биотитов и мусковит-фенгитов, замещающих гранаты в римавицких гранитах

№ обр.	HS-10			HS-89		
	Mineral	Bi	Mu	Mu	Bi	Bi
SiO ₂	36,88	48,93	48,66	38,37	37,60	49,52
TiO ₂	2,37	0,37	0,32	1,65	1,35	0,27
Al ₂ O ₃	17,83	28,89	28,68	17,86	18,52	31,97
FeO	26,15	3,88	4,36	18,63	18,47	2,66
MnO	—	—	0,02	0,19	0,06	0,17
MgO	4,20	1,86	1,38	10,00	9,94	1,68
CaO	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	9,59	11,33	11,35	10,29	10,31	11,21
Na ₂ O	—	0,62	0,17	0,30	0,25	0,06
Сумма Fe	97,02	95,88	94,94	97,29	96,50	97,54
Fe + Mg, %	77,7	—	—	51,1	51,0	—
Mg + Fe + Mn + Ti, %	—	18,0	17,2	—	—	20,0
Σ Y _{VI}	—	—	—	—	—	—
Na	—	7,7	2,2	—	—	0,8
Na + K, %	—	—	—	—	—	—

альбит + клиноцизит \pm мусковит, гранаты в них гроссуляризированы практически полностью.

Кроме альбита и клиноцизита, типичными вторичными минералами в римавицких гранитах являются малотитанистые биотиты и мусковит-фенгиты, составы которых приведены в табл. 3. Эти вторичные слюды образуют парагенезис с Ca-гранатами; но иногда наблюдается и частичное замещение гранатов мусковит-фенгитом или мелкими чешуйками низкотитанистого биотита.

Реакции образования богатых Ca гранатов

На основании полученных данных можно представить следующую модель образования богатых Ca гранатов в римавицких гранитах.

На магматической стадии, наряду с биотитом, одними из первых кристаллизовались мелкие зерна альмандин-пироп-спессартиновых гранатов, которые были заключены внутри более поздних плагиоклазов или калишпатов. На стадии автометасоматоза, при участии богатых K кислотных флюидов, начинается замещение магматических биотитов мусковит-фенгитами и малотитанистыми биотитами и разложение олигоклаз-андезинов на альбит + клиноцизит \pm мусковит. При этом Ca не выносится из плагиоклаза, выделяясь в виде мельчайших зерен клиноцизита, или образуя за счет реакции с пиральспитовым гранатом его внешнюю, богатую гроссуляром оторочку. Перекристаллизация граната может пройти

до конца, и магматические пиральспиты превращаются в высококальциевые гранаты. Микрозондовые исследования и сканирование гранатов (рис. 4) позволяют проследить все стадии такой перекристаллизации.

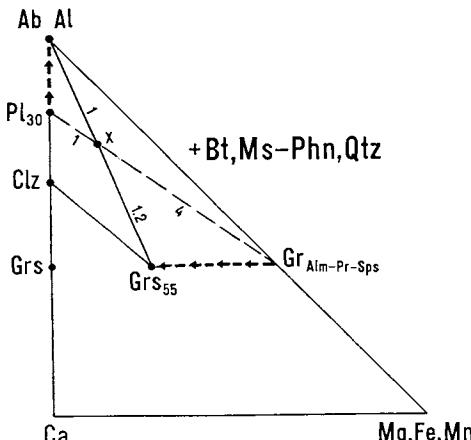
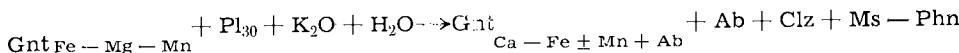


Рис. 7. Сопряженное изменение составов гранатов и плагиоклазов (показано стрелками) в ходе постмагматической перекристаллизации римавицких гранитов. Пояснения в тексте.

Возможную реакцию можно вывести из диаграммы на рис. 7. Первичный альмандин-пироп-спессартиновый гранат, реагируя с олигоклаз-андезином № 30, превращается в гроссуляр-альмандин-спессартиновый гранат, содержащий до 55 % гроссуляра, а плагиоклаз замещается альбитом и клиноцизитом. Из-за высокой активности K в постмагматических флюидах, в псевдоморфозах по олигоклаз-андезинам образуется также мелкочешуйчатый мусковит. Поэтому комплексная реакция может иметь следующий вид



В ходе замещения как следует из диаграммы на рис. 7, количество граната в породе увеличивается. Например, если в смеси состава X отношение $\text{Gr}_{\text{Fe} - \text{Mg} - \text{Mn}} : \text{Pl}_{30}$ составляло 1 : 4, то после гроссуляризации граната и распада плагиоклаза отношение $\text{Gr}_{\text{Ca} - \text{Fe} \pm \text{Mg} - \text{Mn}} : \text{Ab}$ может составить 1 : 1, 2. Поэтому размеры первичного пиральспита должны увеличиваться за счет нарастания на него Ca-оторочки, а сам гранат может приобретать формы нового додекаэдра.

Крайне низкое содержание Mg в Ca-гранатах, а иногда даже полное его отсутствие (см. например, анализ обр. HS-11, табл. 1) показывает, что рост Ca-оторочки не сопровождался Fe-Mg обменными реакциями с биотитом или другими железо-магнезиальными фазами, поскольку гранаты были целиком бронированы полевыми шпатами. В то же время из

состава новообразованных минералов очевидно, что участвующие в реакции постмагматические растворы были богаты не только К, но и Fe. На это указывает повышение содержания альмандина к внешним краям всех зерен (или оторочек) Са-гранатов, а также высокое количество Fe в сосуществующих мусковит-фенгитах (табл. 3), замещающих плагиоклаз. Буферирующим влиянием флюидов в отношении Fe объясняется и образование в составе псевдоморфоз по плагиоклазу не цоизитов, а железистых клиноцизитов (оптические данные).

В рамках изложенной модели хорошо объясняется и поведение Mn. Поскольку гроссуляризация гранатов сопровождается увеличением размеров их зерен, Mn, входящий исключительно в состав граната, начинает распределяться по большему объему зерна, и в соответствие с ростовой моделью его содержание к краям убывает.

Корреляция между автометасоматозом в римавицких гранитах и ретроградным метаморфизмом в гнейсах и сланцах Когутской зоны

Нельзя не обратить внимания на одну редкую минералогическую особенность, свидетельствующую о близости физико-химических параметров автометасоматоза в римавицких гранитах и ретроградного метаморфизма во вмещающих породах Когутской зоны. Эта особенность состоит в том, что в обеих случаях вокруг пиральспитовых гранатов возникают высококальциевые гроссуляровые оторочки (Кориковский et al., 1990). И в метаморфических толщах, и в гранитах гроссуляризация гранатов происходит одновременно с распадом плагиоклаза на альбит + + клиноцизит и мусковитизацией, сопровождаясь более или менее отчетливым кислотным выщелачиванием, в ходе которого Са проявляет необычную инертность. Несмотря на заметный вынос Mg и Fe за счет замещения биотита мусковитом, Са практически не выносится из гранитов и сланцев и последние обогащаются большим количеством зерен вторичного клиноцизита.

На примере других частей Западных Карпат, было высказано предположение, что автометасоматоз в синметаморфических гранитах и ретроградные процессы в окружающих метаморфических толщах происходят одновременно и вызваны одной причиной — циркуляцией постмагматических флюидов, отделяющихся от остывающих гранитов (Цамбел — Кориковский, 1986). Данные по Когутской зоне также указывают на такую связь. Гроссуляризация пиральспитовых гранатов — сравнительно редкий тип ретроградного замещения, и одновременное проявление этого процесса как в римавицких гранитах, так и в гнейсах и сланцах Когутской зоны, может иметь место только при близости Р—Т параметров и одинаковом составе и источнике флюидов.

До недавнего времени казалось, что гроссуляр-альмандиновые гранаты, подобные тем, что описаны С. Враной и нами в породах Когутской зоны, возникают при особо высоких давлениях (Ackerman et al., 1972). Однако впоследствии такие гранаты были обнаружены в обычных ореолах барровианского типа при давлении ~ 5 кбар (Ashworth — Evrigen, 1984) и в андалузит-силиманитовых комплексах, при давлении 3—3,5 кбар (Фирсова, 1980). Это значит, что образование

гроссуляр-альмандиновых гранатов зависит не от давления, а от состава пород, одновременно богатых Ca, Fe и Al.

Заключение

1. На стадии автометасоматической перекристаллизации римавицких гранитов, одновременно с деанортитизацией плагиоклаза, в них возникают гроссуляр-альмандин-спессартиновые гранаты, содержащие до 50—55 % гроссуляра.

2. Кальциевые гранаты образуются в виде реакционных кайм вокруг магматических альмандин-пироп-спессартиновых гранатов. При интенсивном процессе магматические пиральспиты целиком замещаются гроссулярсодержащими гранатами, которые образуют вторичную низкотемпературную ассоциацию с альбитом, клиноцизитом, малотитанистым биотитом и мусковит-фенгитом.

ЛОКАЛИЗАЦИЯ АНАЛИЗОВАННЫХ ОБРАЗЦОВ:

HS-4 — разрез лесной тропинки прибл. 500 м В лесной сторожки Синец (120 м ЮВ высоты 758,0 м). Биотит-мусковитовый гранит (римавицкий). Состав - Qtz + Kfsp + Pl/ — Ms, Clz/ + Ms + Bt + Gnt.

HS-48 — Скала в разрезе ручея Крокавка, прибл. 300 м Ю пионерского лагеря Крокава, ниже дороги Крокава-Гнушта. Автометасоматически измененный биотитовый гранит (римавицкий). Состав - Kfsp + Qtz + Pl/ — Ms, Clz/ + Bt /CaBt + Ep + + Sph/ + Gnt ± Ms

HS-10 — Выход в стене на левой стороне дороги из Синца долиной Сварин в Римавскую Баню, прибл. 150 м ниже покинутой лесной сторожки (высота 419,0). Автометасоматически измененный мусковит-биотитовый гранодиорит (римавицкий). Состав - Qtz + Pl/ — Ms, Clz/ + Kfsp + Bt + Ms + Gnt.

HS-11 — Обнажение в стене в лесу на левой стороне дороги из Синца долиной Сварин в Римавскую Баню, прибл. 300 м ниже бывшей лесной сторожки (150 м Ю высоты 419,0). Автометасоматически измененный биотит-мусковитовый гранит (римавицкий). Состав - Pl/ — Ms, Clz/ + Qtz + Kfsp + Bt ± Ms + Gnt.

HS-13 — Скала в лесу на левой стороне дороги из Синца долиной Сварин в Римавскую Баню, прибл. 400 м ниже бывшей лесной сторожки (250 м Ю высоты 419,0). Автометасоматически измененный биотит-мусковитовый гранит (римавицкий). Состав - Qtz + Kfsp + Pl/ — Ms/ + Ms + Bt + Gnt.

HS-89 — Разрез лесной дороги на С склоне Синца прибл. 350 м Ю тальк-магнетитового месторождения Само (80 м Ю высоты 611,0 м). Интенсивно автометасоматически измененный биотит-мусковитовый гранодиорит (римавицкий). Состав - Pl/ — Ms, Clz/Qtz + Ms + Kfsp + Bt / — Ms, Clz/ + Gnt.

ЛИТЕРАТУРА

- ВЛАДИМИРОВ, А. Г. — ЕРМОЛОВ, П. В. — МАЙОРОВА, О. Н., 1985: Генезис граната из высокоглиноземистых гранитоидов колгутинского комплекса (Восточный Казахстан). Докл. АН СССР (Москва), 283, 2, с. 448—451.
- ДУБРОВСКИЙ, М. И., 1981: Физико-химическая (P_{H_2O} —Т—Х) модель минеральных ассоциаций высокоглиноземистых гранитов. Изв. АН СССР, Сер. геол. (Москва), с. 5—19.
- 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. — ЯНАК, М. — БОРОНИХИН, В. А., 1986: Геотермометрия и изменение минеральных равновесий при перекристаллизации гранат-слюдяных сланцев в кордиеритовые роговики в ореоле роховских гранитов (Словакское рудорожье, район с. Роховце-Хижне). *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 37, 5, с. 607—633.

- КОРИКОВСКИЙ, С. П. — КАГАН, Ш. — ПУТИШ, М. — ПЕТРИК, И.: 1987: Метаморфическая зональность в кристалликуме Сухи и высокотемпературный автометасоматоз в глиноземистых гранитах Стражовских гор. *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 38, 2, с. 181—203.
- КОТОВА, Л. Н.: 1988: Высококальциевые гранаты гранитоидов Южного Беломорья. *Зап. Всесоюз. минерал. Общ.* (Ленинград), 117, 4, с. 443—455.
- МАРАКУШЕВ, А. А. — ТАРАРИН, И. А.: 1964: О глубинности формирования гранитоидов. В книге: *Петрографические формации и проблемы петрогенеза*. Доклады советских геологов на XXII сессии Межд. Геол. Конгресса, проблема 16. Наука, Москва, с. 119—136.
- РУНДКВИСТ, Д. В. — ДЕНИСЕНКО, В. К. — ПАВЛОВА, И. Г.: 1971: Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез). Недра, Москва, 328 с.
- СОКОЛОВ, Ю. М. — БЫКОВА, В. С. — МАНИУЛОВА, М. М.: 1962: Гранаты пегматитовых жил Северо-Байкальского пегматитового пояса. *Зап. Всесоюз. минерал. Общ.* (Ленинград), 91, 5, с. 537—549.
- ФИРСОВА, С. О.: 1980: Гроссуляр-альмандиновые граниты (редкий изоморфный ряд). *Зап. Всесоюз. минерал. общ.* (Ленинград), 109, 2, с. 235—243.
- ЦАМБЕЛ, Б. — КОРИКОВСКИЙ, С. А.: 1986: Варисцкий ретроградный метаморфизм и альпийский диафторез в кристалликуме Западных Карпат. *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 37, 3, с. 335—363.
- АВВОТТ, Р. Н., Jr.: 1981: AFM liquidus projections for granite magmas, with special reference to hornblende, biotite and garnet. *Canad. Mineralogist* (Ottawa), 19, 1, pp. 103—110.
- АКЕРМАНД, Д. — КАРЛ, Ф. — РААСЕ, Р.: 1972: Granate mit Zusammensetzung zwischen Almandin und Grossular aus der westlichen Hohen Tauern, Österreich. *Contr. Mineral. Petrology* (Berlin—New York), 37, 1, pp. 29—38.
- АЛЛАН, Б. Д. — КЛАРКЕ, Д. Б.: 1981: Occurrence and origin of garnets in the South Mountain batholith, Nova Scotia. *Canad. Mineralogist* (Ottawa), 19, 1, pp. 19—24.
- АШВОРТ, Џ. Р. — ЕВРІДЖЕН, М. М.: 1984: Garnet and associated minerals in the southwestern margin of the Menderes Massif, southwest Turkey. *Geol. Mag.* (London), 121, 4, pp. 323—337.
- БАЛДВІН, Џ. Р. — вон КНОРІНГ, О.: 1983: Compositional range of Mn-garnet in zoned granitic pegmatites. *Canad. Mineralogist* (Ottawa), 21, 4, pp. 683—688.
- БЕЗАК, В.: 1982: Komplexy metamorfítov a granitoidov v kohútskom pásme veporíd. *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), 78, pp. 65—70.
- БІБІКОВА, Е. В. — ЦАМБЕЛ, Б. — КОРИКОВСКИЙ, С. П. — БРОСКА, І. — ГРАЧЕВА, Т. В. — МАКАРОВ, В. А. — АРАКЕЛЯНС, М. М.: 1988: U—Pb and K—Ar isotopic dating of Sinec (Rimavica) granites (Kohút zone of Veporides). *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 39, 2, pp. 147—157.
- КАЛЗЕТТИ, Л. — ЗЕДА, О.: 1980: On the coexistence of different phases in almandine from pegmatites of the Central-Eastern Alps. *Mineral. petrogr. Acta* (Bologna), XXIV, pp. 95—106.
- ЦАМБЕЛ, Б. — БАГДАСАРЯН, Г. Р. — ГУКАСЯН, Р. Կ. — ДУПЕЙ, Ј.: 1988: Age of granitoids from the Kohút Veporic zone according to Rb—Sr isochrone analysis. *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 39, 2, pp. 131—146.
- КЛАРКЕ, Д. Б.: 1981: The mineralogy of peraluminous granites: a review. *Canad. Mineralogist* (Ottawa), 19, 1, pp. 3—17.
- ГРІН, Т. Г.: 1977: Garnet in silicic liquids and its possible use as a P—T indicator. *Contr. Mineral. Petrology* (Berlin—New York), 65, 1, pp. 59—67.
- КАМЕНІКÝ, Ј.: 1977: Contact metamorphism in the aureole of the Rimavica granite (West Carpathian Mts). *Miner. slov.* (Bratislava), 9, 3, pp. 161—240.
- КОРИКОВСКИЙ, С. П. — ДУПЕЙ, Ј. — БОРОНІХІН, В. А. — ЗІНОВІЄВА, Н. Г.: 1990: Zoned garnets and their equilibria in mica schists and gneisses of Kohút Crystalline Complex, Hnúšta region, Western Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 41, 1.
- МАННІНГ, Д. А. С.: 1983: Chemical variation in garnets from aplites and pegmatites, peninsular Thailand. *Mineral. Mag.* (London), 47, 3, pp. 353—358.
- ВРАНА, С.: 1980: Newly-formed Alpine garnets in metagranitoids of the Central part of the West Carpathians. *Čas. Mineral. Geol.* (Praha), 25, 1, pp. 41—54.