

УДК. 552.121

О. П. ГУЮМДЖЯН

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ИЗВЕСТКОВЫХ СКАРНОВ
БАССЕЙНА Р. ГЕХИ

Известковые скарны Западного Баргушата локализованы в контакте гранитоидных интрузивов палеогенового комплекса с мраморизованными известняками перми и мела. Скарны представлены мощными крутопадающими телами, связанными исключительно с интрузивными породами гранитоидного состава—гранодиоритами, адамеллитами, кварцевыми роговообманковыми монцонитами, а также жильными и аплитовидными гранитами. Скарны распространены в контакте гранитоидов Гехинского, Сурбкарского, Ковшутского массивов, а также небольших штоков, залегающих в известняках верхнего мела ущелья р. Арамазд.

Разрез через скарновые зоны бассейна р. Гехи представляется в следующем виде: 1) гранитоиды и близскарновые породы повышенной щелочности, 2) пироксен-плагиоклазовые околоскарновые породы, 3) пироксеновая зона, 4) гранатовая зона, 5) волластонитовая зона, 6) мраморы. Пироксеновая и волластонитовая зоны являются реликтовыми. Гранатовые скарны с реликтами пироксеновой зоны являются наиболее типичными породами в скарновых месторождениях бассейна р. Гехи.

Главными минералами биметасоматических и контактово-инфильтрационных жильного типа скарнов являются гранат, пироксен, волластонит; околоскарновых пород—плагиоклаз и пироксен; акцессорные—сфен и апатит. Постериорными минералами, развивающимися по высоко-температурным, являются эпидот, актинолит, хлорит, кварц, кальцит, а также рудные минералы—шеелит, халькопирит, молибденит, сфалерит, блеклые руды, пирит и т. д. Контактново-инфильтрационные скарны фронтального типа сложены (везувианом, пироксеном, гранатом, кальцитом; околоскарновые породы—кали-натровым полевым шпатом, плагиоклазом, пироксеном диопсид-геденберлитового ряда и щелочным пироксеном (эгирином), роговой обманкой (арфведсонитом), меланитом, кварцем. В околоскарновых породах из акцессорных минералов известны сфен, апатит, анатаз, циркон, магнетит, из постериорных—цеолиты (томсонит), альбит, кальцит, биотит и т. д.

Появление рудных минералов связано с наложением гидротермальных процессов. Заранее отметим, что концентрация рудных минералов в скарнах в общем очень низкая, распределение крайне неравномерно, и только местами образуют небольшие гнезда и прожилки с высоким содержанием металла. Разведочные работы до последнего времени не обнаружили значительных скоплений руд.

Согласно представлениям В. А. Жарикова [5, 6] существует избирательная приуроченность вольфрамового, полиметаллического, медного оруденения к пироксеновой зоне скарнов, считая что эта закономерность имеет общее значение. Реликтовым характером и незначительным удельным весом пироксеновых скарнов Баргушата, в частности кефашенских и пейганских, следует объяснить, по нашему мнению, безуспешные поиски значительных скоплений руд.

Гранаты являются наиболее широко распространенными и главными минералами биметасоматических и контактово-инфильтрационных скарнов апоалюмосиликатной фации жильного типа. Известны также в метасоматических известковых породах, скарноидах, околоскарновых породах, фации повышенной щелочности и контактово-инфильтрационных скарнах апокарбонатной фации.

Гранаты темно-коричневые, зеленоватые, под микроскопом бесцветные, золотисто-желтые, красновато-бурые, светло-коричневые. Последние два цвета характерны исключительно для гранатов из околоскарновых пород фации повышенной щелочности. Наиболее характерные формы кристаллов — ромбододекаэдры, тетрагонтриоктаэдры. В скарнах гранаты представлены сплошными массами, идиобластовыми, пранобластовыми, изометричными кристаллами размером от долей миллиметра до 0,3—0,8 см, в очень редких случаях до 8—10 см. В гранатовых кальцифирах и околоскарновых щелочных породах встречаются исключительно идиобластовые кристаллы. Однако под микроскопом наблюдаются также очень мелкие зерна гранатов размером в 0,1—0,4 мм неправильной формы. Кроме обычных форм, в меланитовых щелочных метасиенитах известны и длиннопризматические, копьевидные кристаллы, псевдоморфозы гранатов по клинопироксену. Гранаты в биметасоматических скарнах преимущественно идиоморфны. Отдельные кристаллы соприкасаются очень тесно, местами образуя интерстиции, которые бывают заполнены ксенобластовыми зернами кальцита, пироксена, кварца, а также актинолита, хлорита, развивающихся по пироксену. Интерстиции ограничены прямолинейными контурами гранатов, которые в шлифах имеют формы прямоугольников, треугольников, пятиугольников и т. д.

Гранаты в большинстве случаев изотропны. Довольно характерны и анизотропные слабо двупреломляющие кристаллы секториального (или мозаичного), зонарного или зонарно-секториального строения. Наиболее характерны секториальные двойники, расположенные концентрически (фиг. 1). Зонарно-секториальные кристаллы граната выявляются анизотропностью, двойникованием или окраской различной интенсивности. Часто изотропная центральная часть кристалла бывает окруженной анизотропной двойникованной каймой или просто анизотропным монокристаллом. Известны и анизотропные несдвойникованные, пятнисто- и мозаично-анизотропные кристаллы граната. Такие кристаллы, как и зонарно-секториальные, могут быть бесцветными (под микроскопом) или окрашенными в коричневый цвет. В отдельных крис-

галлах различной интенсивности окраска распределена зонарно-концентрически. Окрашенные в разные оттенки кристаллы граната отличаются не только микроскопически, но и макроскопически. Зонарное распределение окраски, а также двойников, выявляет внутреннее строение

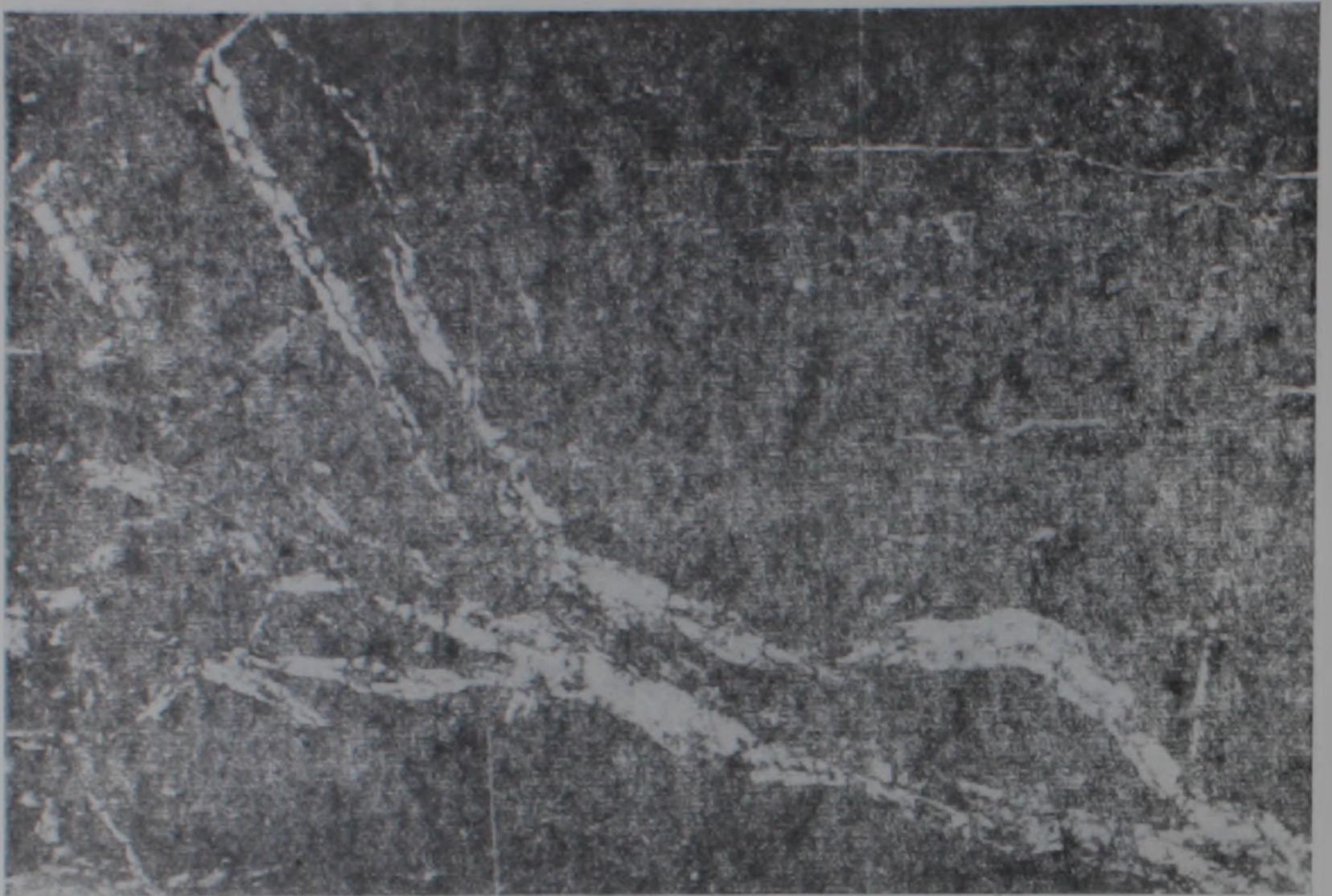


Фиг. 1. Анизотропный гроссуляр в известковых скарнах Кефашена. Четко заметны секториально-зонарная анизотропия роста и тектоническая анизотропия, секущая зоны роста (в центре). Шл. 315, объ. 3,5*, ник.+.

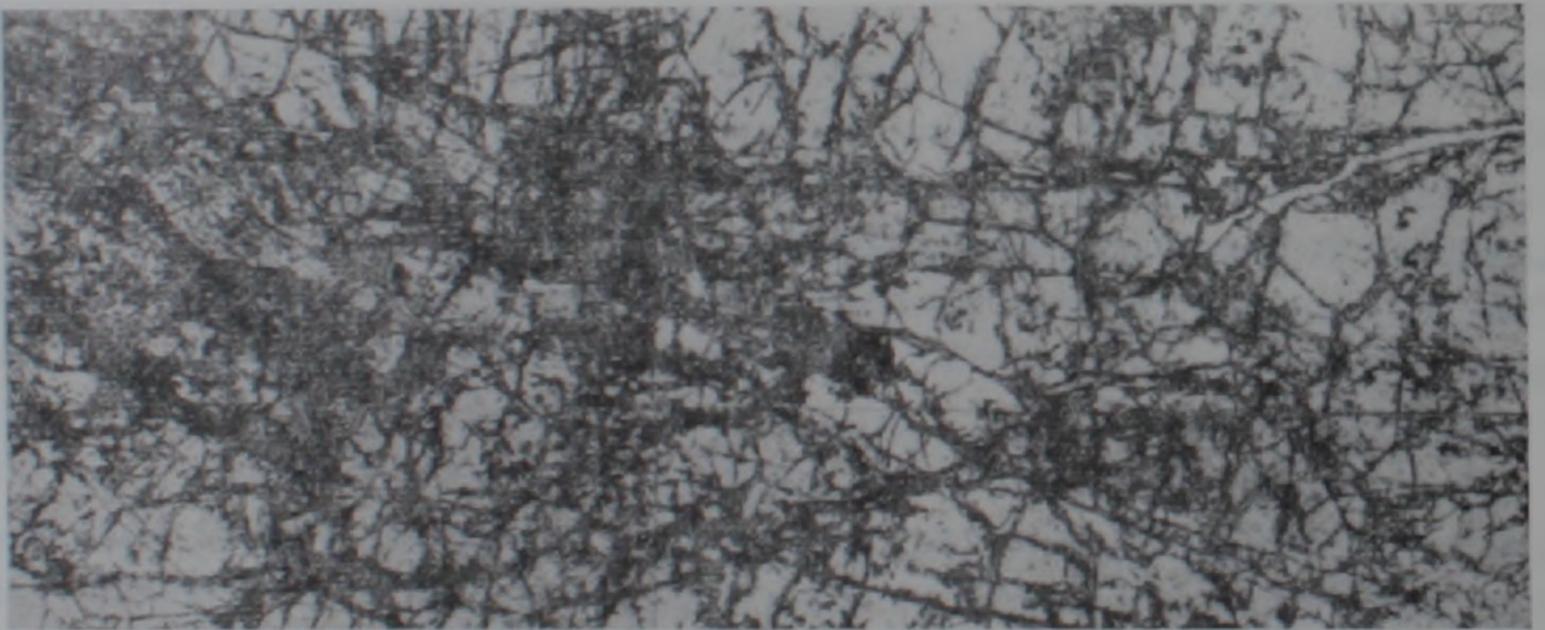
кристаллов граната и условия их роста. Следует отметить, что анизотропность в большинстве случаев не связана с различной окраской кристаллов граната. Гранаты с зонарной окраской бывают как анизотропными, так и изотропными. Двупреломление граната составляет 0,005—0,006, нередко достигая 0,010—0,012. Установлены одноосные и двуосные гранаты. Углы оптических осей анизотропных гранатов положительны и достигают 50—60°.

В гранатах наблюдаются вторичные двойники, которые распределены вдоль образующихся трещин. На фиг. 2 видно вторичное двойникование в виде разветвленной полосы, которая пересекает и смещает двойники роста и распространяется в соседние кристаллы. На фиг. 3 хорошо отмечаются границы анизотропного, сдвойникового граната (более светлый, беловатый на фото). В изученных гранатах, вдоль полос вторичного двойникования нет следов раздробленности и поворота зерен. Такие деформированные и раздробленные участки в кристаллах бывают сцементированы кальцитом или кварцем, но в них не проявляется анизотропность.

Зонарно-секториальное строение и двойникование граната, вероятно, обусловлено поверхностным натяжением растущих граней кристаллов, которое может периодически изменяться в зависимости от содержа-



Фиг. 2. Тектоническая анизотропия в гроссуляре из известковых скарнов Кефашена. Заметно пересечение и частичное изменение зон анизотропии.
Шл. 314, объ. 3,5*, ник.+.



Фиг. 3. Часть предыдущего рисунка без анализатора. Видно, что двупреломляющие на рисунке 2 участки сложены тем же гранатом, местами несколько раздробленным.

ния примесей, изменения состава питающей среды, скорости роста и т. д., как это показала для кварца Е. В. Цинзерлинг [11].

Химические составы гранатов, кристаллохимические формулы и пересчет на миналы приведены в табл. 1. Сумма пиральолитовых молекул гранатов из биметасоматических окарнов равна 3,33—6,00%, из контакто-инфильтрационных скарнов алокарбонатной фации 8,66—11,33%, в щелочных околоскарновых породах 6,00—7,09%.

Таблица 1

Химические составы и кристаллохимические формулы гранатов

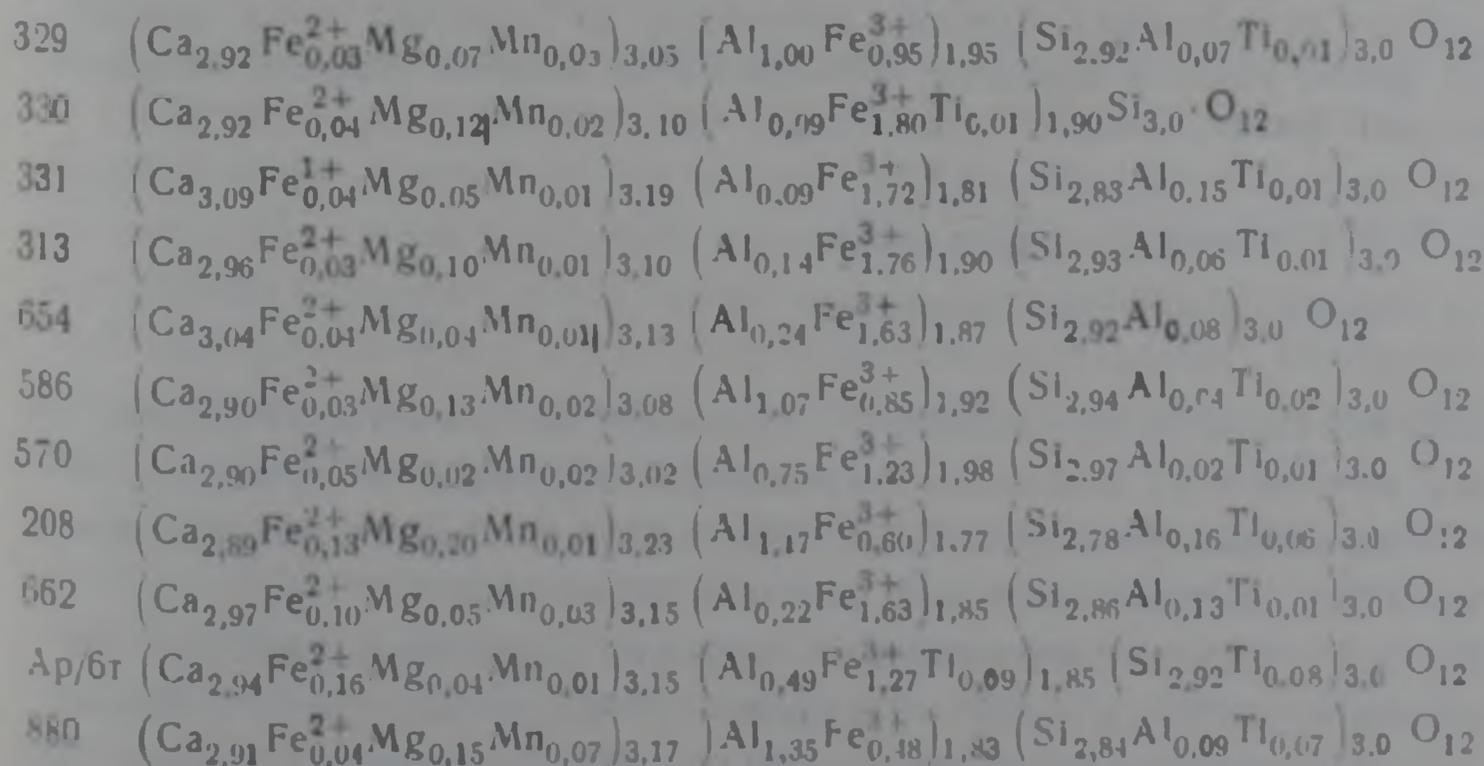
Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Σ
329	36,27	0,18	10,89	15,76	0,51	0,47	0,61	34,94	0,15	0,12	1,02	100,92
330	35,38	0,24	0,90	28,17	0,59	0,25	0,96	32,31	0,11	0,08	1,93	100,92
331	34,34	0,19	2,53	24,47	0,59	0,17	0,38	35,02	0,14	0,14	1,28	99,25
313	35,10	0,20	1,96	27,97	0,34	0,22	0,83	33,15	0,17	—	1,03	100,97
654	35,26	0,11	3,29	26,24	0,59	0,24	0,38	34,27	0,17	0,17	0,20	100,52
586	36,53	0,40	11,60	14,08	0,51	0,36	0,98	33,60	0,75	0,05	0,87	98,73
570	36,60	0,19	8,07	20,29	0,76	0,30	0,39	33,35	0,35	0,20	0,28	100,78
208	35,65	1,12	14,48	10,22	2,05	0,16	1,75	34,68	0,05	—	0,68	100,84
662	34,33	0,27	3,62	25,83	1,45	0,49	0,42	33,35	0,22	0,20	0,22	100,40
Ар/6т	35,16	2,74	5,04	20,21	2,32	0,19	0,38	32,97	0,33	0,27	0,46	100,06
880	36,10	1,18	15,48	8,05	0,59	1,04	1,29	34,77	0,15	0,13	1,04	99,82

Примечание. Гранаты биметасоматических скарнов: 329—гроссуляро-андрадит, эндоскарн; 330, 331, 313—андрадит, жэоскарн, Кефашен; 654—андрадит, Сурбкар; 586—андрадито-гроссуляр, Гехи; гранаты контактово-инфильтрационных скарнов; 570—гроссуляро-андрадит, жильный тип, алоалюмосиликатная фация, Гехи; 208—андрадит-гроссуляр, жильный тип, алокарбонатная фация, юго-восточный склон г. Перейван; 662. Ар/6т — андрадито-гроссуляр, меланитовый щелочной метасенит, Сурбкар; 880—гроссуляр, гранатовый кальцифир, Сурбкар.

Кроме Ар/6т [9], остальные анализы автора. Аналитики: В. А. Бабаян (329, 331, 313, 586, 208); М. М. Языджян (570, 654, 662, 880); С. Г. Чаталян (330); ИГН АН Арм. ССР.

№ обр.	329	330	331	313	654	586	570	208	662	Ар/6т	880	
Минералы	Пироп.	2,33	4,00	1,67	3,33	1,33	4,33	1,67	6,67	1,67	1,33	5,00
	Альмандин	1,00	1,33	1,33	1,00	1,33	1,00	1,67	4,33	3,33	5,33	1,33
	Спессартин	1,00	0,67	0,33	0,33	0,33	0,67	0,67	0,33	1,00	0,33	2,33
	Меланит	0,50	0,50	0,50	0,50	—	1,00	0,50	3,00	0,50	8,50	3,50
	Андрадит	50,25	85,20	84,00	84,35	79,85	37,50	59,20	23,00	78,85	61,85	16,70
	Гроссуляр	44,50	3,00	10,50	9,00	14,70	54,50	36,80	62,20	14,20	19,00	70,70
Σ	99,58	94,70	98,23	98,51	97,54	99,00	100,51	99,53	99,55	36,34	99,56	

Кристаллохимические формулы:



Состав гранатов в биметасоматических (кефашенских) скарнах, по данным химических анализов четырех образцов, меняется в следующих пределах: 50,25% андр. и 44,50% гросс. в эндоскарновой зоне, 84,35% андр. и 3,0% гросс. в экзоскарновой (к андрадитовому миналу отнесен и меланит). Железистость гранатов в сторону карбонатного контакта в пределах гранатовой зоны (и пироксен-гранатовой, где пироксен является реликтовым) постоянно возрастает.

В таблице 2 даны результаты замеров показателей преломления гранатов по некоторым разрезам в гранатовой зоне от околоскарновых пород в сторону карбонатного контакта, и содержания андрадитовой молекулы согласно эмпирической формуле В. А. Жарикова [5] для гранатов с содержанием пиральопитов ниже 15%, $n_{\text{андр}} = \frac{N - 1,735}{0,00160}$.

Таблица 2

Результаты замеров показателей преломления и состав граната из различных типов скарнов

№ обр	N	Андр. %*	Андр. %**	№ обр.	N	Андр.*	Андр.**
304	1,830	59,37	—	215а	1,765	18,80	—
305	1,879	90,00	—	215	1,852	73,12	—
307	1,872	85,60	—	214	1,830	59,37	—
				213	1,858	76,90	—
318	1,873	86,25	—	212	1,845	68,75	—
317	1,852	73,12	—				
316	1,872	85,62	—	329	1,789	33,80	50,75
315	1,879	90,00	—	330	1,866	83,10	85,70
313	1,883	92,50	84,35	331	1,872	85,60	84,50
333а	1,757	13,70	—	880	1,770	21,90	20,20
334	1,823	55,00	—	208	1,774	24,40	26,00
334а	1,838	62,70	—	570	1,824	55,60	59,70
335	1,844	68,12	—	586	1,809	46,20	38,50
336	1,859	77,50	—				

Примечания: Гранаты биметасоматических скарнов: 304—307, 318—313, 333а—336, 215а—212, 329—331, сверху вниз в каждом разрезе в сторону от алюмосиликатной к карбонатной породе, Кефашен. 586—гранат из контактовой зоны известняков и вулканических пород. Гранаты контактово-инфильтрационных скарнов: 880—гранат из кальцифра, Сурбкар; 208—гранат из скарновой жилы апокарбонатной фации, район с. Кефашен; 570—гранат из жильных скарнов апоалюмосиликатной фации, Гехи.

* По формуле $n_{\text{андр}} = \frac{N - 1,735}{0,00160}$.

** По данным химических анализов.

В этой же таблице приведены содержания андрадитовой молекулы по данным химических анализов имеющихся образцов. Результаты, полученные с помощью формулы В. А. Жарикова и химических анализов кроме обр. 329 и частично обр. 313, хорошо согласуются.

Гранаты из биметасоматических скарнов характеризуются светопреломлением от 1,757 до 1,883 (21 замер). Это соответствует содержанию андрадитового минала от 13,7 до 92,5%. Ю. А. Арапов [1] приводит

химический анализ граната из кефашенских скарнов с 96,16% андрадитового минерала. Г. О. Пиджяном [10] описываются гранаты с составом 54,42—88,82% андрадита, однако, к сожалению, не указывается место расположения их в гранатовых зонах.

Наиболее глиноземистыми являются гранаты из контактово-инфильтрационных скарнов апокарбонатной фации как жильного (62,20% гросс.), так и фронтального (70,70% гросс) типов. Количество пиральспитовых гранатов в них несколько повышено—11,33 и 8,66% соответственно (обр. 208 и 880). Состав гранатов из контактово-инфильтрационных скарнов жильного типа (апоалюмосиликатной фации) практически постоянный, судя по замерам показателей преломления— $N=1,822-1,825$ (54,4—56,20 андр.). Это является признаком инфильтрационного характера процесса [8]. По данным химических анализов, андрадит составляет 59,70% в гранате, а содержание пиральспитов очень низкое—4,01%.

Гранаты из щелочных метасоматитов характеризуются составом 78,85—61,85% андр. и низким содержанием пиральспитовых гранатов—6,0—7,09%. Эти гранаты отличаются темно-коричневой и черной окраской. Нередко центральная часть относительно крупных кристаллов имеет темно-коричневую окраску, а краевая—черную. Переход между ними постепенный, но быстрый.

Единичные анализы биметасоматических скарнов, развитых по контакту вулканических и карбонатных пород, не позволяют выяснить характер изменения их составов. Гранат вблизи карбонатной породы представлен 79,85% андр. (обр. 654, Сурбкар), а из маломощной зоны, развитой вокруг небольшой глыбы вулканической породы, включенной в известняки, имеет состав 37,50% андр. (обр. 586, ущелье р. Гехи).

Приведенные данные указывают на сильно глиноземистый характер гранатов апокарбонатной фации контактово-инфильтрационных скарнов. Наоборот, гранаты из апоалюмосиликатной фации характеризуются более высокой железистостью. В биметасоматических скарнах устанавливаются широкие колебания в составе гранатов в гранатовой зоне от 13,7 до 92,5% андр., причем в сторону карбонатного контакта содержание андрадитовой молекулы, постепенно возрастает. Это является отличительным признаком диффузионного характера процесса [8].

Гранаты развиваются по пироксену, нередко воластониту, а в кальцифирах—также по кальциту. В околоскарновых породах щелочного состава очень наглядно выражено замещение пироксена гранатом. Последний образует псевдоморфозы по длиннопризматическим кристаллам, внутри которых сохранены реликты пироксена. Изучение шлифов из скарновых зон выявляет многочисленные примеры замещения гранатами вышеуказанных минералов.

Гранат и пироксен в известковых скарнах различных типов не являются парагенными, кроме случая околоскарновых щелочных пород святоноситов. В последних идиобластовые тонкие призмочки пироксена включены в сравнительно крупные кристаллы граната. Признаки реакционного взаимоотношения между ними совершенно отсутствуют. При-

мерно 30—40% поверхности кристалла граната в шлифе занимают пойкилобластовые включения пироксена.

Гранаты в основном овежие, сравнительно редко замещаются продуктами менее высокотемпературного скарнового или гидротермального процессов—эпидотом, актинолитом, хлоритом, кварцем, кальцитом.

Пироксен участвует в составе пироксен-плагиоклазовых околоскарновых пород, пироксен-везувияновых кальцифиров и пироксеновой зоны биметасоматических и контактово-инфильтрационных скарнов. Пироксен является одним из главных минералов в околоскарновых щелочных и породах повышенной щелочности—кварцевых метасиенитах, метанордмаркитах, пироксен-арфведсоновитовых щелочных метасиенитах, святоноситах, где обычно в различной степени эгиринизирован.

Замеры показателей преломления пироксена малочисленны. Точность определения $\pm 0,003$, вследствие чего определение их составов по оптическим данным является приблизительным.

Показатели преломления пироксена из различных типов скарнов варьируют в небольших пределах—по $N_g = 1,696—1,715$, $cN_g = 40—43^\circ$, $+2V = 65—61^\circ$. Приведенные данные показывают, что пироксен относится к магнезальным разновидностям ряда диопсид-геденбергит с небольшим содержанием югансенитовой молекулы согласно диаграмме В. А. Жарикова и Д. К. Власовой [4, 5].

Состав пироксена в биметасоматических скарнах меняется в следующих пределах: $Ди_{92-74} Гед_{4-13} Юг_{4-13}$ ($N_g = 1,696—1,710$, $cN_g = 40—42^\circ$, $+2V = 55—58^\circ$), причем по направлению к карбонатному контакту постепенно возрастает содержание геденбергитовой молекулы.

Все замеры показателей преломления из контактово-инфильтрационных скарнов жильного типа (апоалюмосиликатной фации) находятся в пределах $N_g = 1,712$ и $1,715$, при $cN_g = 42—43^\circ$, $+2V = 56—60^\circ$, что отвечает содержанию 73—69 мол% диопсида, 20—21 мол% геденбергита и 7—10 мол% югансенита. Оптические свойства пироксенов и пироксен-везувияновых скарнов следующие: $N_g = 1,708—1,712$, $cN_g = 41—43^\circ$, $+2V = 57—61^\circ$, что отвечает составу: $Ди_{80-73} Гед_{16-20} Юг_{4-7}$.

По данным Л. Л. Перчука, В. Л. Русинова и Т. Ш. Татевосяна [9], пироксен из околоскарновых пород щелочного состава Сурбкарского месторождения характеризуется составом $Эг_{25,2} Гед_{24,2} Ди_{50,6}$ (валовой состав центральной бесцветной части пироксена и эгириновой каймы). Оптические константы следующие: $N_g = 1,718$, $N_m = 1,696$, $N_p = 1,691$, $cN_g = 44^\circ$, $+2V = 61^\circ$ (центр зерна), что соответствует по диаграмме Л. Л. Перчука (1964) $Эг_8 Гед_{80} Ди_{12}$ и $N_g = 1,754$, $N_m = 1,736$, $N_p = 1,720$, $cN_g = 72^\circ$, $+2V = 80^\circ$ (?) (краевая эгиринизированная часть)— $Эг_{45} Гед_{32} Ди_{33}$. В табл. 3 приводится химический состав этого зонального щелочного пироксена.

Воластонит встречается совместно с гранатом в кефашенских скарнах, а также слагает внешнюю воластонитовую зону в контактово-инфильтрационных скарнах жильного типа апоалюмосиликатной

Таблица 3

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Σ
49,96	0,03	4,20	7,67	7,24	0,32	8,50	18,00	2,78	0,43	0,82	99,95

Аналитик В. Некрасова (ИГЕМ АН СССР), обр. Ар-19/4.

фации. Волластонит образует сноповидные агрегаты, короткопризматические и таблитчатые кристаллы, в которые в виде порфиробластов включены гранаты. Замещается непосредственно гранатами, что доказывается соотношением их в шлифах. В окарнах жильного типа волластонит замещается пироксеном или гранатом.

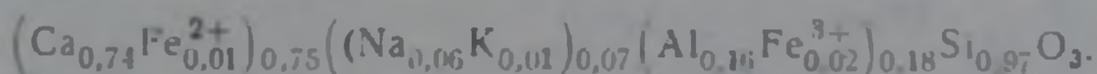
Оптические свойства волластонита: Ng=1,628—1,629, Np=1,613—1,614, cNp=30—34°, —2V=38—44°, удлинение большей частью положительное. В тех же образцах отмечается и волластонит с отрицательным удлинением. Макроскопически белый, снежно-белый, с шелковистым блеском. Под микроскопом бесцветен.

В табл. 4 приводится химический состав волластонита (аналитик В. А. Бабаян, ИГН АН Арм. ССР) из контактово-инфильтрационных скарнов.

Таблица 4

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Σ
50,37	0,01	7,00	1,51	1,02	0,27	1,10	35,85	1,65	0,30	1,48	100,56

Кристаллохимическая формула:



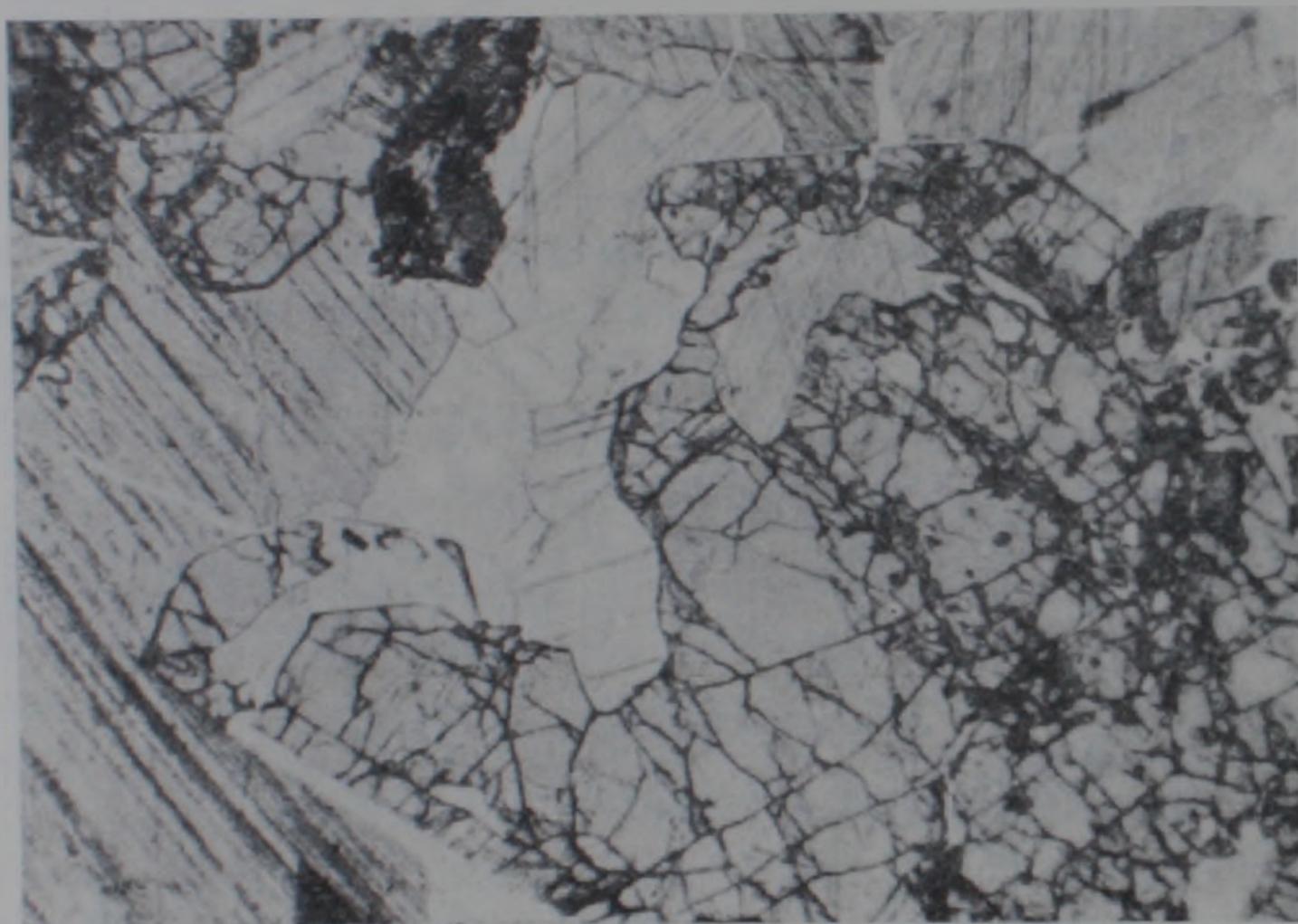
В волластоните отмечается высокое содержание алюминия (0,16 атомных единиц). Доля остальных примесей незначительна. По-видимому, низкое значение показателя преломления связано с примесями или сравнительно повышенным содержанием воды—H₂O=1,48%. Д. С. Белянкиным и В. Л. Петровым [2] описаны волластониты с Np=1,609, что объясняется ими содержанием воды в 0,50% в структуре волластонита.

Везувиан (вилюит) распространен исключительно в сурбкарских контактово-инфильтрационных скарнах фронтального типа, где образует везувиановые и пироксен-везувиановые кальцифры.

Везувиан коричневый, редко зеленоватый. В шлифах бесцветный, бледно-желтый, обладает аномальными интерференционными цветами в ярко-синих, чернильных, фиолетовых тонах. Цвета распределены секториально, иногда зонарно. Характерны также достаточно крупные кристаллы с равномерным распределением цветов.

Везувиан образует кристаллы размером от долей миллиметра до 3—5 см в поперечнике. В кальцифрах представлен крупными порфиробластами или гломеробластовыми скоплениями. Наиболее развиты ди-

пирамиды (101) и меньше (111) в комбинации с пинакоидом (001). Призмы (100) и (110) в комбинации с ними или отсутствуют, или развиты очень слабо. Вследствие этого при беглом просмотре эти везувианы легко принять за гранаты. Редко встречаются зеленые везувианы с хорошо развитыми комбинациями призм (100) и (110) с дипирамидами (101) и (111), а также пинакоидом (001). В шлифах наблюдаются и мелкие ксенобластовые зерна, проникающие в кальцитовые или пироксеновые кристаллы, гломеробластовые скопления везувиана. При микроскопическом исследовании очень четко устанавливается развитие крупного монокристалла везувиана по пироксену и кальциту. Пироксен в присутствии везувиана неустойчив, замещается им. Сохранились мелкие зерна пироксена, захваченные при росте везувиана (фиг. 4).



Фиг. 4. Везувиан в кальцифере. Содержит включения кальцита и пироксена. Шл. 1095, обь. 9x, ник.+.

В центральных частях кристаллы везувиана бывают чистыми от включений пироксеновых и кальцитовых зерен.

Везувиан оптически одноосный, положительный, вследствие чего относится нами к вилюиту. Двупреломление 0,003—0,005, $N_g = 1,724$. В табл. 5. приведены химические составы и кристаллохимические формулы везувианов.

По У. А. Диру и др. [3], фактором, определяющим образование граната или везувиана, служит присутствие или отсутствие фтора и других летучих. Согласно Д. С. Коржинскому [7], под влиянием некоторых примесей вместо гроссуляра может появиться везувиан.

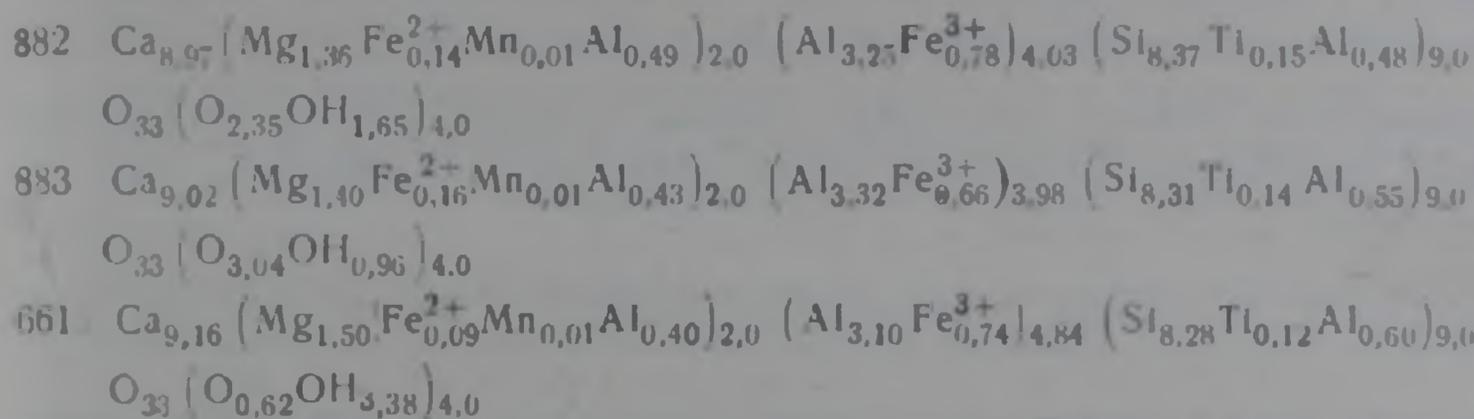
Кальцит кристаллизуется одновременно и несколько позже высокотемпературных скарновых минералов. Зерна кальцита располагаются в интерстициях гранатов или везувианов и приспособляются к их

Таблица 5

Химические составы и кристаллохимические формулы везувиянов из Сурбкарских контактово-инфильтрационных скарнов

Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Σ
882	36,38	0,90	15,57	4,50	0,71	0,05	3,96	36,45	0,10	0,12	1,08	99,82
883	36,19	0,80	15,89	3,88	0,86	0,05	4,04	36,73	0,61	0,61	1,63	100,29
661	35,85	0,74	15,12	4,24	0,51	0,06	4,35	37,10	0,05	0,02	2,20	100,24

Кристаллохимические формулы:



Примечание. Аналитики: И. А. Ерибекова, НИГМИ, Ереван (882, 883). А. А. Петросян, ИГН АН Арм. ССР (661).

контурам. Кальцит в экзокскарновой зоне является частично реликтом мраморизованных известняков. При разложении граната и пироксена вместе с другими постериорными минералами — эпидотом и кварцем, появляется и кальцит второй генерации.

Эпидот в биметасоматических скарнах встречается в виде крупных радиально-лучистых агрегатов, шестоватых кристаллов размером до 3—4 см в длину, а также в неправильных зернах совместно с кальцитом или кварцем. Развивается преимущественно по гранату. Вместе с хлоритом и другими низкотемпературными минералами находится внутри разложившихся скарновых минералов. Известны раздробленные участки граната, «сцементированные» эпидотом и кальцитом, или кальцитом и кварцем. Эпидотовые прожилки, содержащие кварц и кальцит, пересекают как биметасоматические, так и контактово-инфильтрационные скарны жильного типа.

Оптические свойства эпидота обычные: Ng = 1,745, —2V = 68—75°, cNp = 15°. В шлифах желтовато-зеленый или нередко почти бесцветный. Характеризуется сильной аномальной интерференционной окраской.

Эпидот появляется в условиях пироксен-эпидотовой температурной фации, как результат разложения высокотемпературных скарновых минералов. Выдержанные зоны или скопления эпидота отсутствуют. Встречается в виде гнезд, рассеянных в гранатовой зоне, особенно в местах их дробления.

Химические составы эпидота приведены в табл. 6, из кефашенских скарнов (обр. 1214) и зоны эпидозита (обр. 368), находящейся в кварцевых диоритах Ковшутского массива. Эпидот из скарнов отличается несколько повышенным содержанием глинозема и пониженным — окисного железа по сравнению с эпидотом из эпидозитов. Однако оба эпидота

Таблица 6

Химический состав эпидота

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Σ
1214	36,01	0,29	23,15	13,63	0,88	0,30	0,33	23,53	0,12	0,05	2,69	100,90
368	40,03	0,16	17,60	17,35	0,37	0,15	0,21	23,01	0,07	0,05	1,90	99,96

Кристаллохимические формулы:



Примечание: 1214—из известковых скарнов, Кефашен. 368—из эпидотизированных гранитоидов, Ковшутский массив. Аналитик С. Г. Чаталян, ИГН АН Арм. ССР.

характеризуются высоким содержанием железа и очень низким—марганца.

Актинолит развивается преимущественно по пироксену, который нередко бывает полностью превращен в актинолитовый агрегат. Оптические свойства актинолита обычные. Отмечается и внутри кристаллов кальцита, расположенных вблизи пироксена.

Кварц вместе с кальцитом, эпидотом, актинолитом или хлоритом появляется в продуктах разложения гранатов и пироксена. Содержание кварца в скарнах не превышает 2—3%. Обычно встречается в интерстициях граната в виде жсенобластовых зерен или в трещинках, проходящих по гранатам. Раздробленные гранаты по отдельным направлениям бывают обычно сцементированы кварцем или кальцитом.

Хлорит представлен редкими чешуйками или радиальнолучистыми кристаллами в гранатах. В шлифах слабо зеленоватый или почти бесцветный. Двупреломление низкое 0,002—0,005. Отличается аномальными интерференционными цветами—темно-синие, фиолетовые. Удлинение лучистых кристаллов положительное и отрицательное.

Плагиоклаз встречается исключительно в околоскарновых породах в парагенезисе с пироксеном, а также в виде реликтов в гранатозых эндоскарнах. Плагиоклаз в околоскарновых породах содержит 60—90% ан, а в близскарновых породах повышенной щелочности и неизменных гранитоидах становится более кислым—40—36% ан.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 14.III.1973

Հ. Պ. ԳՈՒՅՈՒՄԺՅԱՆ

ԳԵՂԻ ԳԵՏԻ ԱՎԱԶԱՆԻ ԿՐԱՅԻՆ ՍԿԱՌՆԵՐԻ ՄԻՆԵՐԱԿԱՅԻՆ ԿԱԶՄԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հողվածում տրվում են սկանալին հանքավայրերի գլխավոր միներալների՝ գրանատի, պիրոքսենի, վոլաստոնիտի, վեզուվիանի և էպիդոտի մանրա-

դիտակային ուսումնասիրության արդյունքները, քիմիական կազմը, բյուրեղադիտական բանաձևերը: Երկրորդային միներալները՝ քվարցը, կալցիտը, բլորիտը, ալտինոլիտը, ինչպես և էպիդոտը ընդհանուր առմամբ ունեն շնչին տարածում, որով և բացատրվում է հիդրոթերմալ գործունեության թույլ ազդեցությունը Գեղի գետի ավազանի սկառնային գոտիների վրա:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Арапов Ю. А. Особенности генезиса и минералогии скарнов некоторых районов Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, сер. естеств. наук, № 2, 1946.
2. Белянкин Д. С., Петров В. П. Гибшит в Грузии. ДАН СССР, т. 24, № 4, 1939.
3. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 1, «Мир», 1965.
4. Жариков В. А., Власова Д. К. Диаграмма состав свойства пироксенов идиоморфной серии диопсид-геденбергит-иотансенит. ДАН СССР, т. 105, № 4, 1955.
5. Жариков В. А., Власова Д. К. Контактные роговики и скарны Майхуры. В сб. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Изд-во АН СССР, 1961.
6. Жариков В. А. Некоторые закономерности метасоматических процессов. В сб.: «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». «Недра», М., 1966.
7. Коржинский Д. С. Образование контактовых месторождений. Известия АН СССР, сер. геол., № 3, 1945.
8. Коржинский Д. С. Различие инфильтрационной и диффузионной метасоматической колонки в отношении минералов переменного состава. ДАН СССР, т. 86, № 3, 1952.
9. Перчук Л. Л., Русинов В. Л., Татевосян Т. Ш. Геологические и физико-химические закономерности формирования минеральных ассоциаций массива Пиришкая, Баргушатского хребта южной Армении. Уч. записки Ереванского ГУ, т. 99, 1965.
10. Пиджян Г. О. О гранатах бассейна р. Гехи. Известия АН Арм. ССР, сер. физ-мат. ест. и техн. наук, т. 5, № 4, 1952.
11. Цинзерлинг Е. В. Искусственное двойникование кварца. Изд-во АН СССР, 1961.