

Гранати от оловно-цинковите скарново-рудни залежи в Централните Родопи

Иван К. Бонев

Bonev, I. K. 1998. Garnets from the lead-zinc skarn-ore deposits in the Central Rhodopes. - *Geochem., Mineral. and Petrol.*, **34**, 35-42

Abstract. In the large Tertiary vein and replacement lead-zinc ore deposits of the Madan, Laki and Ardino regions in the Central Rhodopes, Bulgaria, an important part of resources is concentrated in ore bodies hosted in marble horizons of a highly crystalline gneissic complex. The gently pitching metasomatic skarn-ore bodies are formed along the steep ore veins, and early skarns are favourable medium for deposition of overimposed sulphide galena-sphalerite-pyrite ore. The primary infiltration skarns represented by manganooan clinopyroxenes (johannsenite, manganooan hedenbergite and manganooan diopside) and some pyroxenoids (rhodonite) normally do not contain garnets. Rare finds of garnets in some of these deposits have been occasionally reported without any mineralogical characterization.

The detailed study of geological position, chemical composition and mineral relationships have established two different types of garnet, as follows.

1. Mn-bearing andradite - topazolite, found till now in the Zapadno Gradishte and Erma deposits. Its honey-yellow small, mm-sized rhombododecahedral, zoned, partly anisotropic crystals form nests with calcite or quartz in the central parts of the replacement ore bodies. Topazolite is of andraditic, Ca-Fe composition, with low Mn content (0.60 to 3.18 wt.% MnO), as well as with low Al₂O₃ content, reversely correlated with Fe₂O₃ (usually 1 to 3 wt.% Al₂O₃, and rarely up to 6 and even 10.73 wt.% in some thin anisotropic growth zones). Some physical constants are: *a* 12.046 Å, *n* 1.825(5) and *D* 3.768(2) g/cm³. Topazolite, sometimes with bustamite, belongs to the retrograde post-skarn Mn silicate and carbonate mineralization, accompanying the main ore sulphides.

2. Andradite-grossular (grandite), found in the Ardino and Gradishte-Pshenichishte deposits. It is a dark-red, coarse-grained, isotropic Ca-Fe-Al garnet, of low Mn content (MnO 1.6-2.2 wt.%) and higher Al₂O₃ content (in the 11-14.47 wt.% range) with irregular patchy compositional heterogeneity. Grandite is cut but not changed by thin ore veinlets. Granditic garnet belongs to the regionally spread bimetasomatic skarn mineralization in marbles, on their contacts with pegmatite. These considerably earlier skarns of fortuitous occurrence in the ore beds have no genetic relationships to the hydrothermal ore-forming process, and are not a favourable ore-embedding environment.

Key words: garnet, topazolite, grandite, skarns, Central Rhodopes

Address: I. K. Bonev, Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia, Bulgaria; e-mail: bonev@geology.bas.bg

Ключови думи: гранат, топазолит, грандит, скарни, Централни Родопи

Адрес: И. К. Бонев, Геологически институт, Българска академия на науките, 1113 София

Увод

Гранатите, заедно с пироксените, са най-характерните минерали на рудните скарни в повечето скарново-рудни находища на волфрам, калай, молибден, мед, олово и цинк, злато и други метали. Като важен компонент на рудната метасоматична зоналност, гранатите нормално се разполагат в съседство със силикатните скали, докато пироксените са най-отдалечени от тях и контактуват с незаместените карбонатни скали.

В терциерните оловно-цинкови рудни находища от Централните Родопи основни скарнови минерали са калциево-мангановите клинопироксени, докато гранатите се срещат твърде рядко, само като отделни находки. В литературата липсват данни за химичният им състав, парагенетичното положение, отношенията с другите минерали и участието им в хидротермалния процес.

Преглед на литературните данни

За мономинерални гранатови - андрадитови скарни в находище Градище-Пшеничище е съобщено отдавна (Бонев, 1968), но по-конкретни данни относно минераложката им характеристика не са публикувани.

Сходни са гранатовите и гранат-епидотовите скарни наблюдавани в отделни участъци на рудните залежи А3 и А4 в находище Ардино (Бонев, 1991). Гранатът в тях е тъмночервен, изотропен, едрокристален, процепен от рудни прожилки.

Твърде различен е жълтият дребнокристален андрадит-топазолит, включен в сулфидните метасоматични руди от находище Западно Градище, асоцииращ с финовлакнест бустамит (Бонев, 1982). Много сходен гранат се установява и в скарново-рудните залежи на т. нар. първи мраморен пласт в района на Ерма.

Гаджева (1978) споменава за присъствие на grosular и андрадит в скарново-рудните тела от Ерморечието, а Стойнова (1988) - в Лъкинското рудно поле. Не се привеждат данни за диагностиката

им, за химизма и минералните взаимоотношения. За изотропни гранати в скарните от някои мадански находища споменават Цветанов и др. (1979). По оптични данни (нисък коефициент на лъчепречупване, n 1,675) те приемат наличието на хибшит. И в трите случая авторите отнасят гранатите към скарновия стадий на хидротермалния процес.

В настоящите бележки ще бъдат приведени повече данни за минераложката характеристика на гранатите, ясно отнасящи се по химичен състав, свойства и парагенези към два различни типа, с различни взаимоотношенията с другите скарнови силикати и с рудните минерали.

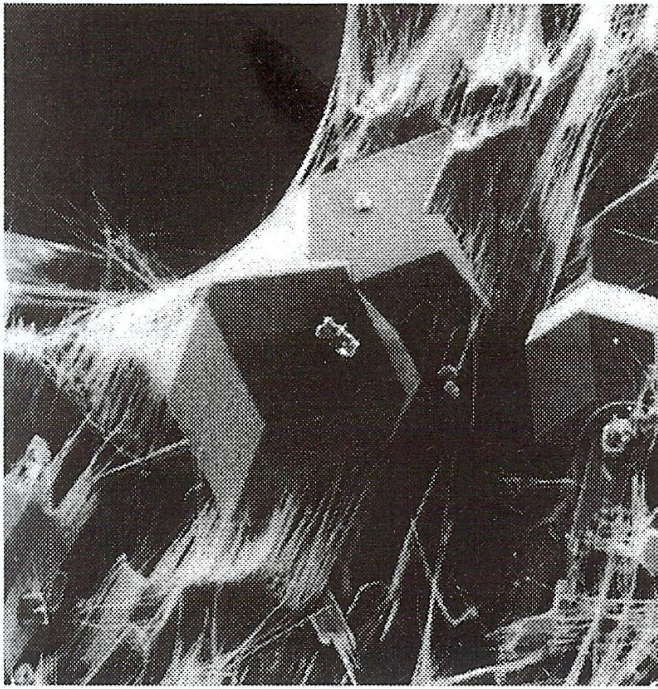
Манганов андрадит - топазолит

Находище Западно Градище

В орудяванията от централните части на скарново-рудните тела на находището (хор. 823) понякога се наблюдават добре оформени жълти гранатови кристалчета с чисто ромбододекаедрични $\{110\}$ форми (фиг. 1) и размери до 1-2 mm. Те са включени в масата на пироксени и пироксеноиди, сулфиди и манганокалцит, при разтварянето на който със слаба HCl могат да се наблюдават в друзовидни групи. Самостоятелно оформени, очевидно поради растеж в свободно пространство, са само кристалните им части насочени към центъра на получените празнинки.

Цветът на минерала е меденожълт, малко по-тъмен в периферните части. При кръстосани николи в микроскопа, кристалите показват ясен финозонален строеж в периферните части с редуване на изотропни и анизотропни зони. Зоналността се проследява ясно и при изображение в обратно отразени електрони - BSE.

Химичният състав, установен с микроанализатор и приведен в табл. 1 (анал. 1-3), определя минерала като *мангансъдържащ андрадит с 2,77-3,18%*



Фиг. 1. Ромбододекаедрични кристали от манганов андрадит - топазолит, нараснали върху призматичен йохансенит, частично заместен и обраснат от финовлакнест манганов амфибол. SEM, след разтваряне на калцита, запълващ празнината. Ширина на снимката - 0,5 mm

Fig. 1. Rhombododecahedral crystals of manganooan andradite - topazolite, grown on prismatic johannsenite, partly replaced and overgrown by fine-fibrous manganooan amphibole. SEM, after leaching of the calcite infillings of the vug. The Zapadno Gradishte deposit. The photograph is 0.5 mm wide

MnO, който съобразно с цвета си съответствува на т. нар. *топазолит*. Анализите установяват химическата нехомогенност на кристалите. В централната, по-светла част (анал. 1, 2) се регистрира известно съдържание ($\approx 1\%$) на Al_2O_3 , което е по-високо в по-тъмната периферна част, достигайки до 6% (анал. 3) за сметка на намаленото съдържание на Fe_2O_3 . Рентгеноструктурният анализ потвърждава диагностиката на граната и определя a 12,046(13) Å. Другите измерени физични константи: n 1,825(5) и относителното тегло D 3,768(2) g/cm³, също характеризират андрадита.

Термичният (дериватографски) анализ определя ниско количество вода (0,6%), която не е структурно свързана и се отделя постепенно в интервала 100-1100°C.

Инфрочервените спектри съответстват на андрадитовите.

Парагенетичното положение на андрадитовия гранат в находище Западно Градище, проследено в минните изработки и в многобройни образци, е съвсем ясно. Първичният предруден скарн е съставен от манганов клинопироксен, често придружаван от родонит, образуващ тясна (1-2 cm) периферна зона или неправилни гнезда в масата му. Гранатът асоциира с манганов амфибол, бустамит, сулфиди и карбонати в една ясно по-късна, наложена минерализация. Докато амфиболът замества топотаксично пироксена, гранатът обраства и замества неориентирано пироксенови кристали, включвайки и амфиболови влакна (фиг. 1). Бустамитът замества пироксена реконструктивно (Бонев, 1978, 1982), и понякога нараства върху граната. Навсякъде сред променените пироксени се наблюдават и манганови карбонати. Така върху първичните скарни се налага една вторична постскарнова ретроградна (Эйнауди и др., 1984) силикатно-карбонатна парагенеза със сулфиди, като на места се очертава сложна зоналност, включваща следните зони (в посока към центъра на рудните тела): мрамор- едрокристален прекристализирал калцит - родонит - пироксен - бустамит (с пироксенови реликти) - бустамит + сулфиди - гранат + сулфиди + карбонат (манганокалцит).

Интересно е, че скарновият пироксен при изображение в обратно отразени електрони (BSE) показва значителна нехомогенност с доста големи вариации в съдържанието на Fe, Mg и Mn, т.е. в отношението между хеденбергитовия, диопсидовия и йохансенитовия компоненти (съответно Hd, Di и Jo). Така в един и същ кристал, асоцииращ с гранат, се наблюдават неравномерно разпределени области със следните състави (от центъра към периферията): $Hd_{52}Di_{29}Jo_{19}$, $Hd_{20}Di_{52}Jo_{28}$ и $Hd_{26}Di_{34}Jo_{40}$. Този строеж свидетелствува най-вероятно за изменение на първичния катионен състав под действието на по-късните рудообразуващи разтвори, отложили мангансъдържащия андрадит, заедно със сулфиди и карбонати. При заместването се извлича предимно Fe, а се включва

Mn, чиято активност е особено висока.

Подобни катионни обменни реакции в природен пироксен са осъществени експериментално от Kato (1991) при високотемпературни хидротермални условия с продължителност на опитите само от няколко дена. Областите с изменен катионен състав са отделени с резки, а не с дифузионни граници.

Скарновата и ретроградната постскарнова парагенези, формирани изцяло в карбонатната среда на мраморите, са твърде бедни на Al, който се концентрира предимно в тънки анизотропни зони по периферията на гранатовите кристали. Такава зоналност е характерна за хидротермалните гранати (Jamtveit et al., 1993).

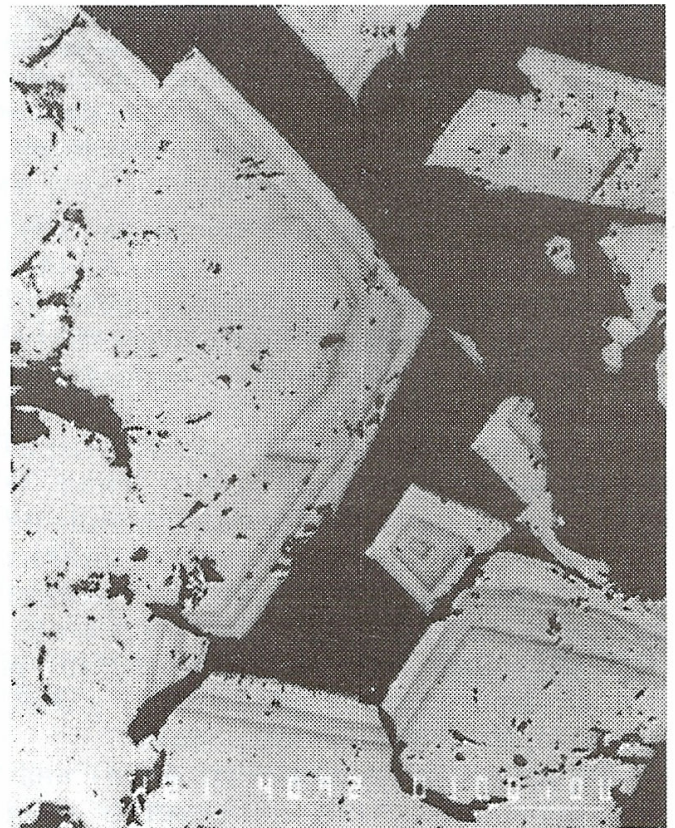
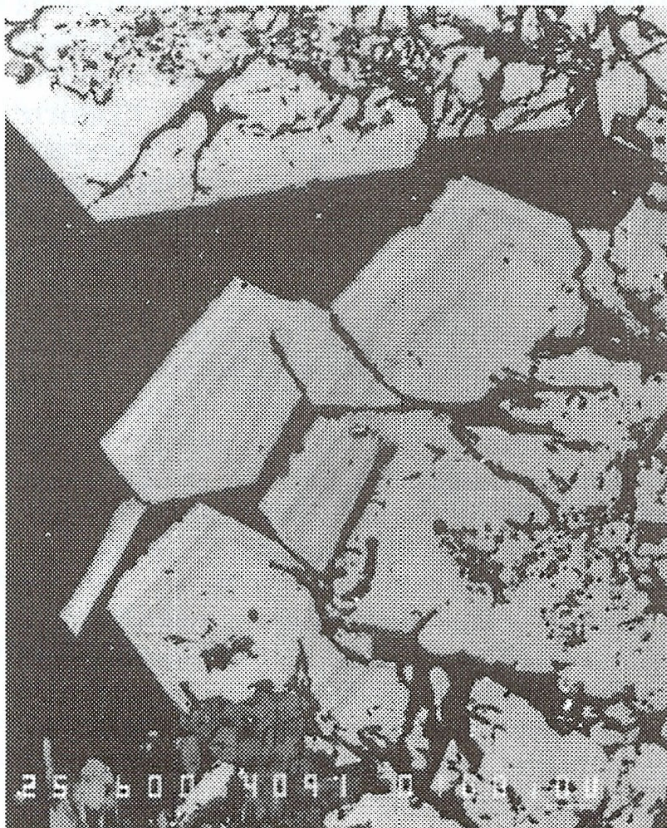
Скарново-рудни тела от Ерморечието

В много мощния, дълбоко залягащ пър-

ви мраморен хоризонт в района на р. Ерма, със сондажни работи са разкрити скарново-рудни залежи (Гаджева, 1978), аналогични на тези в горните мраморни хоризонти, които до голяма степен вече са експлоатирани. Сулфидното орудяване често съдържа реликти от скарновите пироксени, както и ретроградни постскарнови минерали, включително гранат. Бустамит обаче не е наблюдаван.

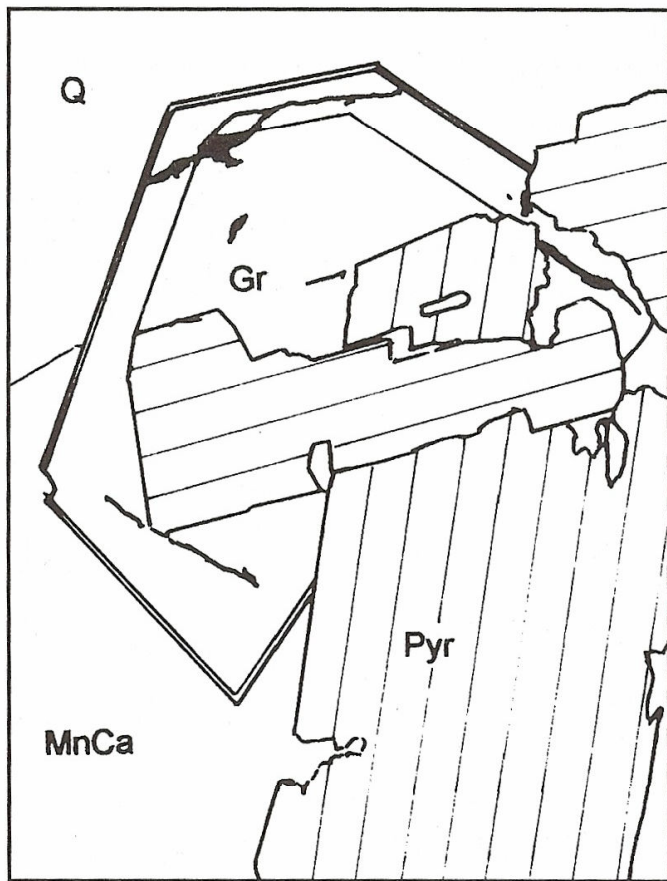
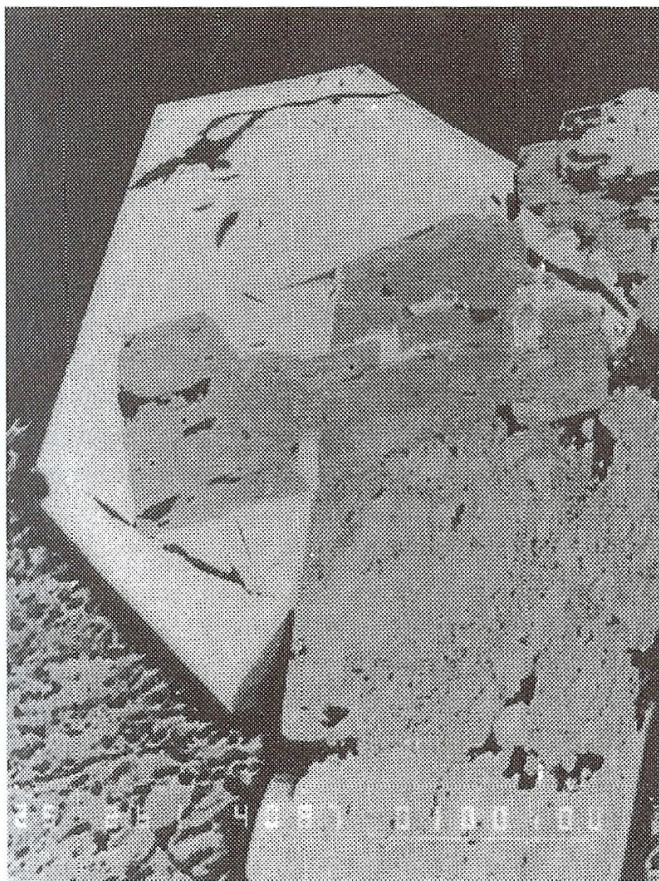
Гранатът, намиращ се в тези руди е твърде сходен с описания вече мангансъдържащ андрадит - топазолит. Той има ясен жълт цвят, като малките му кристали с милиметров размер образуват неголеми гнезда и струпвания заедно с калцит в зърнестата сулфидна маса. Кристалите му в BSE изображение показват ясна финослоиста вътрешна зоналност (фиг. 2), дължаща се на неголеми химични различия.

Микросондовите анализи (табл. 1, anal. 4-6 и 7-8) установяват андрадитов



Фиг. 2. Зонални топазолитови кристали, обхванати от по-късен калцит (черен). Нарушенията в зоналността се дължат на огрубяване при временно нарушаване на морфологичната устойчивост на растящите стени. Изображение в обратно отразени електрони. Находище Ерма

Fig. 2. Zoned topazolite crystals covered by later calcite (black). The irregularity in zoning is due to roughening by temporary disturbance of the morphological stability of growing faces. BSE image. The Erma deposit



Фиг. 3. Зонален кристал на топазолит (Gr), нараснал върху петнисто нехомогенни пироксенови кристали (Pyr) и обхванат от манганокалцит (MnCa) и кварц (Q). Изображение в обратно отразени електрони. Находище Ерма
 Fig. 3. A zoned crystal of topazolite (Gr) grown around patchy inhomogeneous clinopyroxene crystals (Pyr) and covered by manganocalcite (MnCa) and quartz (Q). BSE image. The Erma deposit

състав със съдържание на MnO между 0,5 и 0,9%, и с невисоко съдържание на Al_2O_3 , изменящо се от 1,3% в централните по-светли и хомогенни части на кристалите до 3,3 и дори до 10,7% в няколко по-тъмни маломощни зони, близки до периферията

Идиоморфната част на кристалите е обърната към обхващаща ги жилна маса, което предполага оформянето им в крайния стадий при послоен растеж в свободно пространство, запълнено по-късно от калцит или кварц. В някои участъци слоевете са с извити, а не с праволинейни очертания. Това би могло да бъде резултат от временно повърхностно разтваряне. По-вероятно обяснение е, че се касае за огрубяване на кристалните стени в моменти на временно нарушена морфологична устойчивост с по-късно постепенно възстановяване на послойния растеж на гладки стени.

Гранатовите кристали асоциират с реликти от незаместени скарнови кли-

нопироксени, върху които нарастват едностранно (фиг. 3). Вътрешната морфология, проявяваща се чрез фината осцилационна зоналност, показва, че растежът на гранатовите кристали поне в крайните стадии е протичал насочено, в посока към обграждащи ги празнини, по които са постъпвали разтворите, и които по-късно са били запълнени от карбонатна маса. Такива празнини възникват при интензивната хидротермална промяна и локално извличане на първичните пироксени (Бонев, 1982; Bonev, 1995) под въздействие на сяра- и CO_2 - съдържащите рудоносни разтвори. В някои от скарново-рудните находища в района, като Могилата и Осиково, такива празнини остават открити до края на хидротермалния процес и частично се обрастват от друзовидни кварц-сулфидни агрегати.

И в този случай пироксените се оказват силно петнисто нехомогенни. В един и същи пироксенов кристал обраснат от

Таблица 1

Представителни микросондови анализи на гранати, в тегл. %

Table 1

Representative microprobe analyses of garnets, wt. %

	Andradite - topazolite								Grossular-andradite		
	ZG-1	ZG-3		ER-1			ER-7		A3-11		
	core	core	rim	core	interm	rim	core	rim	dark	interm.	bright
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	35,23	34,79	35,70	35,08	36,11	35,40	35,88	36,78	37,83	37,72	37,78
Al ₂ O ₃	1,11	1,34	6,05	1,32	3,32	1,59	2,43	10,73	14,47	12,76	11,66
Fe ₂ O ₃	28,36	28,91	22,61	28,34	26,20	28,31	26,78	16,54	12,37	14,72	15,48
MgO	-	-	-	0,08	-	-	0,12	-	0,06	0,13	0,08
MnO	2,75	2,77	3,18	0,57	0,63	0,67	0,90	0,60	1,63	1,89	2,21
CaO	31,74	31,79	31,97	33,70	34,17	34,28	33,28	34,79	33,55	31,91	32,74
Na ₂ O	0,14	0,09	0,10	0,08	0,45	-	0,13	0,22	-	-	-
TiO ₂	0,23	0,06	0,12	0,24	0,18	0,23	0,11	0,54	0,16	0,57	0,66
Σ	99,72	99,75	99,76	99,46	101,06	100,48	99,63	100,20	100,07	99,70	100,61
	O = 24										
Si	5,96	5,91	5,90	5,94	5,95	5,93	6,01	5,88	5,94	5,98	5,98
Al	0,22	0,27	1,18	0,26	0,65	0,31	0,48	2,02	2,68	2,39	2,18
Fe ³⁺	3,61	3,70	2,81	3,61	3,25	3,57	3,38	1,99	1,46	1,75	1,84
Mg	0,04	-	-	0,03	0,02	-	0,03	-	0,01	0,05	0,02
Mn	0,39	0,40	0,44	0,08	0,09	0,10	0,13	0,20	0,22	0,26	0,30
Ca	5,75	5,79	5,65	6,11	6,03	6,15	5,97	5,96	5,64	5,27	5,55
Na	0,05	0,03	0,03	0,02	0,01	-	-	0,07	-	-	-
Ti	0,03	0,01	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,06	0,02	0,07	0,02
ΣK	16,05	16,11	16,03	16,08	16,02	16,09	16,06	16,18	15,97	15,77	15,97

ZG - Западно Градище (Zapadno Gradishte), Er - Ерма (Erma), A3 - Ардино-3 (Ardino-3)

гранат, бяха установени следните състави (в посока към периферията): $\text{Nd}_{16}\text{Di}_{56}\text{Jo}_{28}$, $\text{Nd}_{41}\text{Di}_{39}\text{Jo}_{20}$ и $\text{Nd}_{35}\text{Di}_{38}\text{Jo}_{27}$. Измененията в състава на пироксена по всяка вероятност и тук стават под влияние на късните рудоотлагачи разтвори.

Андрадит-гросуларов гранат (грандит)

Ардино

В някои от скарново-рудните тела на находище Ардино, и специално в Ардино-3 и Ардино-4, понякога се наблюдават масивни грубокристални тъмно-червени гранатови скали. Съставлящият ги гранат е оптически хомогенен и изотропен. Изображението му в BSE обаче показва нехомогенност, с неравномерно разположени по-светли и по-тъмни области.

Гранатът има калциево-желязно-алуминиев състав и представлява *грандит* - среден член на андрадит-гросуларовата редица (табл. 1, anal. 9-11). Макар че вариациите в химизма определени при микросондовото изследване не

са особено големи, ясно се наблюдава, че светлите области имат повишено съдържание на Fe_2O_3 и съответно понижено съдържание на Al_2O_3 спрямо по-тъмните области. Постоянно се установява и MnO (1,6-2,2 тегл.%). Значителното съдържание на Al_2O_3 (12-15,5%) в този гранат ясно го различава от описания по-горе андрадит-топазолит. В разпределението на светлите и тъмни области не се наблюдава зонална или някаква друга закономерност.

Гранатовата маса е процепена и спонена от прожилки на явно наложената сулфидна минерализация, но заместването е твърде ограничено.

Гранатите скарни често преминават в гранат-епидотови, а понякога и в почти мономинерални епидозити, особено в средата на амфиболити. Епидотът, жълто-зелен на цвят, има нормален химизъм и не съдържа Mn.

Гранатови, както и гранат-епидотови скарни се срещат и на много други места в района, като биметасоматични реакционни образувания на контакта на мраморите с пегматити. Те не показват закономерна генетична или пространствена

вена връзка с рудоносните манган-пироксенови скарни и не участвуват в зоналността на скарново-рудните тела. Всъщност те са много по-ранни от рудообразуването.

Както се отбелязва в обобщенията на Костов и др. (1963) и Vassileff (1978) този тип скарни с андрадит-гросуларов състав имат регионално развитие в Родопската област, често включвайки и други силикатни и окисни минерали. Vassileff ги отнася към каледонско-херцинския цикъл.

Градище-Пшеничище

По минераложки особености и геоложко положение гранатовите скарни от Пшеничище са сходни с тези от Ардино.

Скарново-рудните залежи на находището Градище-Пшеничище са развити в двата мраморни хоризонта от района, означавани като втори и трети. Долният (втори) мраморен хоризонт е проследен по протежение на около два километра, в по-голямата си част като два близко разположени пласта с мощност, варираща от 1 до 20 и повече m. В един ограничен участък от южната част на находището, под хор. 823 на Пшеничище, сфалерит-галенитов руден залеж не беше установен. Минният експлоатационен блок по субвертикалната богата рудна жила № 2 в този участък пресече само маломощен (~1 m) слой от гранатов скарн, залягащ над послойна пегматитова жила. Скарновото тяло е съставено от червен почти мономинерален гранат, определен макроскопски като андрадит. В непосредствено съседство с рудната жила в него са развити едри, до 3-4 cm, пиритови кубични метакристали с много оскъдна впръсната сфалеритова минерализация. Поради непромишления характер, проучвателни работи в този участък не са провеждани. Не са запазени и скални образци.

По всяка вероятност гранатовите скарни от Лъкинския район също се отнасят към този тип безрудни скарни, нямащи отношение към терциерното хидротермално рудообразуване.

Тъй като гранатовите скарни не се проявяват като благоприятна рудовместваща среда, понякога те могат дори да се окажат неблагоприятен фактор за орудяването. Такъв е случаят с Пшеничище, където случайно попаднали в обсега на предрудното скарнообразуване, те фактически го блокират, предварително замествайки активната към разтворите карбонатна среда на мраморите с инертна алумо-силикатна скарнова маса.

Заклучение

Рядко срещащите се в скарново-рудните залежи от централнородопските находища гранати, по своя химичен състав, минерални взаимоотношения и геоложко положение ясно са отнасят към два различни типа:

1. Медено-жълт, дребнокристален, финозонален, анизотропен, андрадит-топазолит, с невисоко съдържание на Mn и Al, образуван в ретроградна постскарнова парагенеза, заедно с основните сулфиди и манганокалцит.

2. Тъмночервен, едрокристален, масивен, гросулар-андрадит (грандит) с високо алуминиево съдържание, принадлежащ към регионално разпространените биметасоматични скарни, образувани в мраморите на контакта им с пегматити. Този тип гранат, понякога попадащ случайно в обсега на рудните тела, няма пряко отношение към хидротермалния процес и не може да се счита за благоприятен фактор на терциерното рудообразуване.

Приведените данни имат пряко отношение към геологопроучвателната практика: откриването на грандитови Al-съдържащи скарни в изолирани разкрития, каквито са например сондажните ядки, не може да се счита като указание за наличие на разпространената в Централните Родопи хидротермална оловно-цинкова минерализация с терциерна възраст.

Андрадитът-топазолит не е минерал от скарновия стадий на хидротермалния процес в централнородопските находища. За сега, данни за наличие на грана-

ти в този стадий няма.

Асиметрията във вътрешната морфология на късните гранатови кристали свидетелствува за растежа им не по метасоматичен път, а в открито пространство в неголеми празниники, запълнени по-късно от карбонатна или кварцова маса.

Благодарности. Изследванията са подкрепени от НФНИ, проект НЗ-434.

Литература

- Бонев, И. 1968. Псевдоморфозиране на клинопироксените от скарново-рудните залежи в Маданския руден район. - *Изв. Геол. инст., сер. геохим., минерал. и петрол.*, **17**, 221-240.
- Бонев, И. 1978. Бустамит месторождения Западно Градиште, Маданского рудного района. - *Докл. БАН*, **31**, 10, 1333-1336.
- Бонев, И. 1982. Мадан - свинцово-цинковые жильные и метасоматические месторождения. - В: ИМА, 13 Съезд - Варна. *Путеводитель, Экскурсия 3 - Центральные Родопы*, 28-52.
- Бонев, И. К. 1991. Минералогия и геохимия на полиметалното находище Ардино. - *Геохим., минерал. и петрол.*, **27**, 25-62.
- Гаджева, Т. 1978. Скарново-полиметално орудяване в метаморфити от Ерморечието. - *Рудообр. проц. и минерал. нах.*, **8**, 3-12.
- Костов, И., В. Бресковска, Й. Минчева-Стефанова, Г.Н. Киров. 1963. *Минералите в България*. С., Изд. БАН, 540 с.
- Стойнова, М. 1978. Лъкинско рудно поле. - В: *Оловно-цинковите находища в България*. Ред. Р. Димитров., С., Техника, 79-90.
- Цветанов, Р., В. Бресковска, Б. Кольковски. 1979. Към минералогията на скарните от някои находища в Маданското рудно поле - *Геохимия, минерал. и петрол.*, **18**, 64-73.
- Bonev, I. K. 1995. Manganoan skarns and lead-zinc replacement ores in the marbles of the Rhodopian crystalline massif: Ore textures and genesis. - *Intern. Conf. Carbonate Hosted Pb-Zn Deposits, St. Louis, USA*. Extended Abstracts, 18-19.
- Эйнауди, М. Т., Л. Д. Мейнерт, Р. Д. Ньюберри. 1984. Скарновые месторождения. - В: *Генезис рудных месторождений*, т. 1. М., Мир, 401-515.
- Jamtveit, B., R. A. Wogelius, D. G. Fraser. 1993. Zonation patterns of skarn garnets: Records of hydrothermal system evolution. - *Geology*, **21**, 113-116.
- Kato, Y. (1991) Textural and compositional changes of clinopyroxene replaced by garnet in the Mozumi deposit, Kamioka mine, Japan. - In: *Skarns - Their Genesis and Metallogeny*. Athens, Theophrastus Publications S. A., 181-202.
- Vassileff, L. 1978. Apercu sur connaissances actuelles des scarns et les mineralisations associees en Bulgarie. - *Geologica Balc.*, **8.4**, 65-78.

Приета на 21.05.1998 г.
Accepted May 21, 1998