

При сравнении описанных уральских минералов пустот в родингитах с минералами подобных месторождений в Канаде (Джеффри Майн) и Италии (Валь д'Аоста, Беллкомб) обращает на себя внимание большое сходство как в самом списке минеральных видов, так и в их морфологии и ассоциациях. По-видимому, это свидетельствует и о сходстве физико-химических параметров процессов, протекающих при аутометаморфизме этих ультраосновных интрузий и даже об общем геохимическом родстве при учете специфических черт каждого из них.

Процессы по своему механизму несколько напоминают образование минералов так называемых "альпийских жил", хотя последние и формируются в совершенно иных условиях. Другими словами, происходит выщелачивание элементов вмещающих пород и перетложение их в виде новообразований минералов в тектонических трещинах под влиянием возникающих при этом гидротермальных растворов.

При выполнении настоящей работы большую помощь в предварительной рентгеновской диагностике отдельных минералов оказала О.Л. Свешникова и Г.В. Басова, за что авторы приносят им искреннюю благодарность.

ЛИТЕРАТУРА

1. Крыжановский В.И. Месторождение серпентин-асбеста в Березовской, Каменской и Монетной дачах на Урале. — Тр. Геол. музея им. Петра Великого. СПб., 1907, т. 1. вып. 3, с. 57–79.
2. Москалева В.Н., Иванова В.П., Касатов Б.К. О родингитах из ультраосновных интрузий Казахстана и определение их минерального состава методом термографии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 12, с. 75–85.
3. Секерин А.П. Петрология родингитов Саяно-Байкальской горной области. — Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 1, с. 175–177.
4. Шарков Е.В. Родингиты Златогорского плутона. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 7, с. 15–21.
5. Bracewell H., Brown G. Harts Range Hessonite. — Austr. gemmol., 1983, vol. 15, N 1, p. 6–10.
6. Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. — In: Rock-forming minerals. L., 1962, vol. 1, p. 94; vol. 1, p. 94; vol. 3, p. 143.
7. Grice J.D., Williams R. The Jeffrey Mine, Asbestos, Quebec. — Miner. Rec., 1979, vol. 10, N 2, p. 69–80.
8. Grice J.D., Gasparri E. Spertiniite — $\text{Cu}(\text{OH})_2$ a new mineral from the Jeffrey mine, Quebec. — Canad. Miner., 1981, vol. 19, p. 337–340.
9. Grice J.D., Robinson G.W. Jeffreyite $(\text{Ca}, \text{Na})_2 \cdot (\text{Be}, \text{Al})\text{Si}_2(\text{O}, \text{OH})_7$, a new mineral species and its Relation to the melilite group. — Canad. Miner., 1982, vol. 22, p. 443–446.
10. Muije P., Muije C.S., Muije L. Colorless and green grossularite from Tanzania. — Gems and Gemol., 1979, vol. 16, N 6, p. 162–173.
11. Sanero E. Sopra due granati delle miniere di Cogne in Val D'Aosta. — Period. miner., Roma, 1935, vol. 6, p. 213–220.

УДК 549.3

М.А. КУДРИНА, В.С. КУДРИН, А.М. МАТЕРИКОВА,
Е.Г. РЯБЕВА, К.В. ЮРКИНА

МИНЕРАЛЫ ВИСМУТА ИЗ ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СТРАТИФОРМНО-СКАРНОИДНОГО ТИПА

Минералы висмута встречаются в рудах полиметаллических, медных, оловянных, молибденовых, вольфрамовых и золото-мышьяковых месторождений различных генетических типов. Наиболее характерны они для оловянно-вольфрамовых месторождений, обогащенных медью и железом.

В детально изученных грейзеновых и жильно-грейзеновых месторождениях вольфрама отмечается большое видовое разнообразие минералов, в их развитии нередко проявляется контрастная горизонтальная и вертикальная зональность [1, 2].

Значительное число минералов висмута отмечено также в последнее время в скарных месторождениях вольфрама, претерпевших интенсивное гидротермальное преобразование.

В этой связи представилось интересным изучить особенности минералогии висмута в месторождении Баянское в Северном Казахстане, относящемся к новому нетрадиционному в СССР промышленному типу месторождений вольфрама — стратиформно-скарноидному типу.

Баянское месторождение находится на западном фланге Баян-Имантауской рудной зоны, расположенной в западной части Кокчетавского срединного массива. Оно локализовано в блоке глубоко метаморфизованных и интенсивно дислоцированных пород зерендинской серии нижнего протерозоя, приуроченном к северной периферической части Зерендинского гранито-гнейсового купола. В ядре купола находится расположенный непосредственно к югу от Баян-Имантауской зоны Зерендинский массив гранитоидов нижнепалеозойского возраста. Аналогичные гранитоиды выходят на поверхность и севернее Баян-Имантауской зоны.

Своеобразие Баянского месторождения состоит в том, что оно сочетает в себе признаки стратиформных и плутогенных образований. С одной стороны, оруденение четко контролируется определенными горизонтами метаморфической толщи, первично зараженными вольфрамом. Эти обогащенные вольфрамом породы, видимо, и служили источником рудного вещества, экстрагированного и переотложенного при проявлении магматических и постмагматических этапов становления гранитоидов эпохи тектономагматической активизации.

Своеобразие проявления гранитоидного магматизма в рудном поле Баянского месторождения состоит в отсутствии крупных плутонических тел и широком развитии дайкообразных тел лейкогранитов и жильных тел пегматоидных кварц-полевошпатовых пород, тесно сопряженных пространственно с синхронной их внедрению гранитизацией пород вмещающей метаморфической толщи. При этом наиболее крупные пластообразные тела скарноидов мощностью в первые десятки метров с богатым оруденением расположены на фланге интенсивной гранитизации, тяготея к участкам развития вмещающих, частично обогащенных вольфрамом биотит-амфиболовых и амфиболовых сланцев и гнейсов и совмещаясь с областью сгущения пегматоидных пород.

Рудная, в том числе висмутовая, минерализация представлена на месторождении в парагенезисах двух стадий: апоскарновых кварц-эпидот-актинолитовых метасоматитов и более поздних кварц-эпидот-флогопитовых метасоматитов. Первые развиваются только в пластовых и линзовидных телах скарноидов в виде неправильных прожилково-гнездовых выделений и включают, помимо перечисленных породообразующих минералов, поздние генерации граната и пироксена, полевые шпаты (альбит либо микроклин), флюорит, кальцит, сфен, апатит, молибденсодержащий шеелит, пирит кубического облика, моноклинный пирротин. Вторые тяготеют к системе поперечных трещин и часто распространяются за пределы скарноидных тел во вмещающие алюмосиликатные породы (гнейсы, сланцы, гранитоиды). В их составе участвуют пирит ромбододекаэдрического облика, гексагональный пирротин, халькопирит, молибденит, безмолибденовый шеелит, кальцит, флюорит, сфен, апатит. Висмут в рудах содержится в количестве тысячных, реже сотых долей процента, и лишь на отдельных интервалах его содержание возрастает до десятых долей процента, что связано с гнездовыми скоплениями минералов висмута.

Преобладающая часть висмута в рудах концентрируется в собственных минералах — висмутине, сульфовисмутиде свинца, самородном висмуте и др. Содержание висмута в пирите составляет 0,001—0,04%, редко достигает 0,09% (вероятно, в виде микровключений), в пирротине — до 0,025%. Повышенные содержания висмута установлены, по единичным анализам, в породообразующих минералах из рудных парагенезисов: в актинолите — до 0,01%, флогопите — 0,0004 и 0,0021%, что, по-видимому, также связано с мельчайшими включениями минералов висмута.

Встречаются минералы висмута эпизодически как в прожилково-вкрапленных скарноидных рудах, особенно в разностях с повышенным содержанием сульфидов, так и в прожилковых шеелит-алюмосиликатных рудах. Широко распространенный в кварцевых прожилках пирит в участках развития минералов висмута практически отсутствует. Реже минералы висмута (преимущественно самородный висмут, образующий гнезда до 1 см в диаметре) встречаются в участках интенсивной эпидотизации и окварцевания пироксен-гранатовых скарноидов.

Диагностика, изучение физических, оптических и рентгенометрических характеристик минералов висмута и определение их состава проведены минераграфическими, рентгеновским и химическим (включая микрозонд) методами. В рудных парагенезисах установлены самородный висмут, сульфовисмутид свинца, висмутин, а также сульфотеллурид висмута, который по своему составу близок грюнлингиту и жозеиту-А.

Таблица 1

Межплоскостные расстояния висмутина

Исследованный образец ¹		Стандарт, ASTM [5]			Исследованный образец ¹		Стандарт, ASTM [5]		
<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>hkl</i>
5	3,92	40	3,967	220	1	1,774	8	1,780	222
10	3,51	100	3,569	130	7	1,732	14	1,732	312
10	3,128	80	3,118	230,211	3	1,559	12	1,562	242
8	2,82	14	2,824	040	2	1,539	4	1,537	631
2	2,70	30	2,717	301	6	1,482	12	1,4828	171
1	2,62	18	2,641	311	6	1,448	6	1,445	271
6	2,48	12	2,499	420	1	1,377	6	1,3682	062
4	2,35	20	2,305	041	3	1,353	12	1,3534	820,561
3	2,23	12	2,241	430	6	1,3075	6	1,3062	811
1	2,063	10	2,075	520	2	1,285	4	1,2828	213
2-3	1,985	16	1,985	440	6	1,142			
7	1,937	16	1,937	151	5	1,060			
6-5	1,843	16	1,853	251	5	1,0375			

¹ Аналитик Н.И.Чернова. Условия анализа: камера диаметром 57,3 мм, излучение железное, нефльтрованное.

Таблица 2

Межплоскостные расстояния сульфовисмута свинца

Исследованный образец ¹		Образец из месторождения Корухван (Швеция) ²			Исследованный образец ¹		Образец из месторождения Корухван (Швеция) ²		
<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>hkl</i>
1	3,92				10	1,949	3	212	1,905
1	3,74				5	1,864	6	531,460	1,882
2	3,60	4	040	3,67	5	1,783	7	232,042	1,772
1	3,51						3	640	1,729
10	3,41	10	140,320	3,47			3	242,461,470	1,699
1	3,31						3	740, 442,	1,510
2	3,26	3	211	3,25				721, 651	
4	3,10	7	330, 131	3,03			6	291,	1,451
6	2,975							571,0.10.0	
2	2,805	4	311	2,79	5	1,329	6	801,811	1,378
2	2,740	3	420,340	2,66	2	1,318			
6	2,703				2	1,283			
3	2,625				7	1,245			
1	2,489	7	241	2,47	4	1,207			
4	2,382	6	401	2,38	1	1,182			
2	2,266	3	260	2,26	7	1,164			
3-4	2,226				7	1,142			
3	2,186	3	251	2,19	1	1,118			
7	2,05	7	360	2,06	8	1,098			
1	2,004	3	511	2,02	4	1,087			
1	1,992	7	441, 112,	1,975	3	1,078			
			261, 321		10	1,057			
					8	1,038			

¹ Аналитик Н.И. Чернова. Условия анализа: камера диаметром 57,3 мм, излучение железное нефльтрованное.

² Верри [4].

Таблица 3

Состав (в мас. %) минералов висмута Баянского месторождения

Элемент	Самородный висмут	Висмутин			Сульфовисмутид свинца		
		обр. 1	обр. 2	теорет. состав	обр. 1	обр. 2	теорет. состав
Bi	99,6	81,0	80,0	81,22	55,7	56,0	55,49
Pb			1,2		27,0	26,7	27,51
Cu		0,4					
S		18,2	18,2	18,78	16,7	16,9	17,0
Сумма	99,6	99,4	99,4	100,0	99,4	99,6	100,0

Примечание. Условия анализа: микроанализатор CAMEBAX, напряжение 20 кВ, сила тока электронного зонда ~20 нА. Аналитические линии: $Pb_{M\alpha}$, $Bi_{M\beta}$, $Te_{L\alpha}$, $Cu_{K\alpha}$, $S_{K\alpha}$. Эталоны: природный галенит известного состава на Pb и S, соединение $InTe$ стехиометрического состава на Te, чистые Cu, Bi. Расчет содержаний элементов проведен методом гипотетического состава с вычислением поправок ZAF — корректировка на ЭВМ.

Самородный висмут встречается обычно в скарноидных рудах и образует мелкие зерна (тысячные доли миллиметра до сотых) неправильной формы, иногда агрегатного строения. В аншлифах наблюдалось тесное срастание самородного висмута с пирротином и галенитом. Нередко его пластинчатые зерна заключены в пирротине. В кварцевых прожилках самородный висмут образует неправильные зерна размером до десятых долей, реже до первых миллиметров, располагающиеся в промежутках между зернами кварца.

Висмутин встречается в рудах как в виде самостоятельных выделений, так и псевдоморфно замещает самородный висмут. В этом случае висмутин развивается либо по краям его зерен, либо в виде тончайших прожилков рассекает их. Нередко висмутин образует по самородному висмуту полные псевдоморфозы. При этом в псевдоморфозах сохраняются мелкие включения пирита и халькопирита. Отмечаются также случаи заполнения висмутином микротрещинок в кристаллах пирита. Размеры выделений висмутина — сотые—десятые доли миллиметра, в гнездовых обособлениях отмечаются агрегаты зерен до нескольких миллиметров, иногда до 1—1,5 см в диаметре. В скрещенных николях хорошо проявляется пластинчатое двойникование. Набор межплоскостных расстояний висмутина в табл. 1 сравнивается со стандартом, отмечается хорошее совпадение линий.

Сульфовисмутид свинца встречен в виде гнезд в прожилковых зонах кварц-флогопит-эпидотового состава среди скарноидов. Он образует агрегаты тонкопризматических зерен в прорастании с кварцем, эпидотом, флогопитом и пиритом. Минерал был первоначально диагностирован рентгенометрически (табл. 2) и затем проанализирован (табл. 3). Пересчет анализа на формулу галеновисмутита $PbBi_2S_4$ приводит к $(Pb_{0,7}Zn_{0,03}Cu_{0,02})_{0,75}Bi_{2,24}S_4$. Если же исходить при расчете из теоретического состава галеновисмутита [4], то, кроме последнего, рассчитанного по свинцу, остаток Bi и S пересчитывается на висмутин при количественном соотношении сульфовисмутита и висмутина как 7 : 3. Очевидно, сульфовисмутид находится в микропрорастании с висмутином, что вообще очень характерно для этих минералов. Изучение на микроанализаторе подтвердило этот вывод.

Сульфотеллурид висмута, по составу близкий к грюнлингиту и жозеиту-А, встречен в виде удлиненных зерен размером 10—20 мкм (рис. 1), находящихся внутри висмутина и галеновисмутита. По краям зерен отмечаются характерные для сульфотеллуридов висмута отгибающиеся пластины. Сульфотеллурид светлый, с кремовым оттенком, двуотражающий, анизотропия четкая, очень мягкий. Его поверхность испещрена многочисленными черными точками, избавиться от которых не удастся, поэтому измеренное отражение ниже истинного.

Изученный сульфотеллурид висмута по составу близок к грюнлингиту [6—8], а также к жозеиту-А [9] (табл. 4). Более поздние исследования не подтвердили существования грюнлингита как самостоятельного минерала [3], однако отсутствие эталонной дебаеграммы не позволяет полностью отрицать возможность существования этого

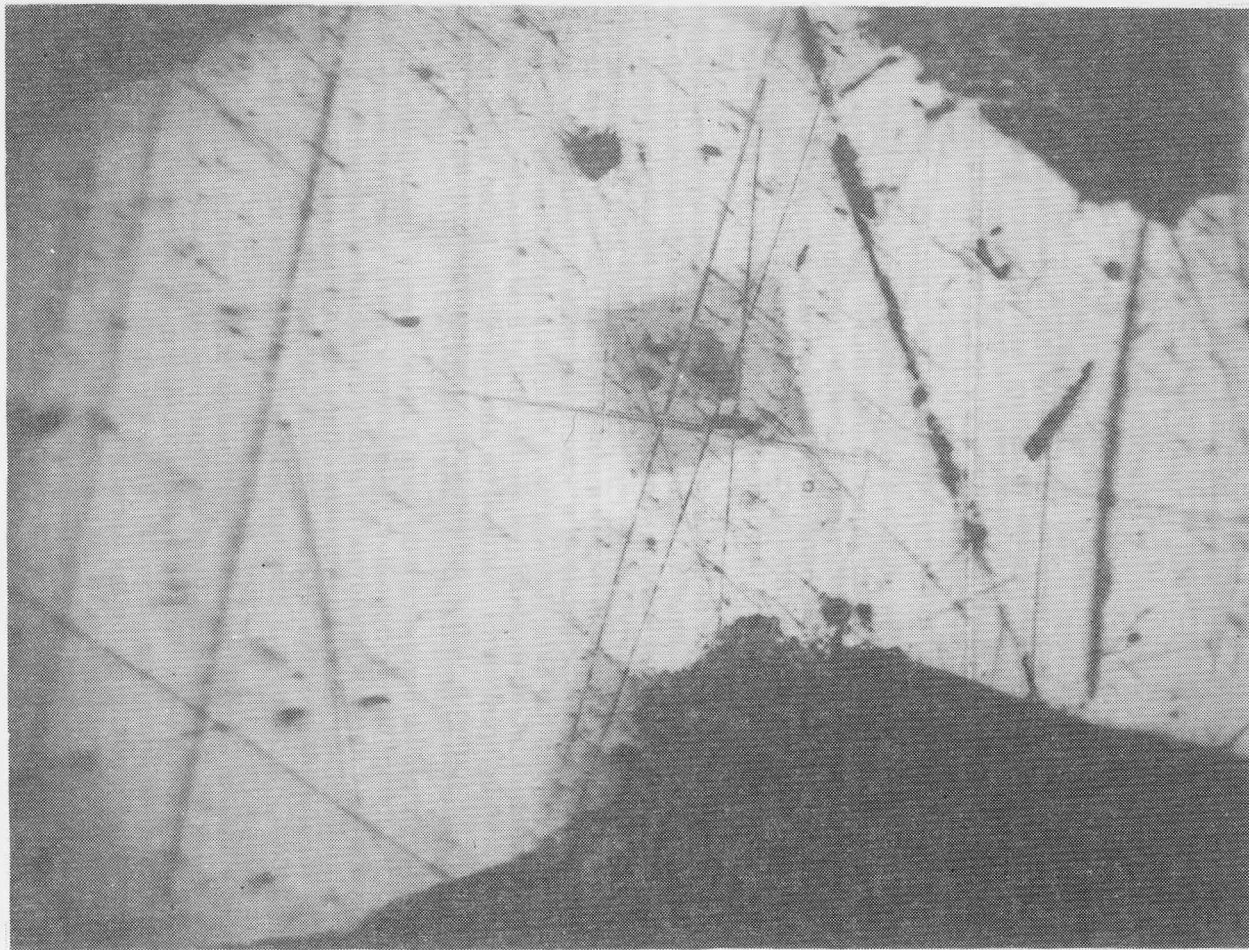


Рис. 1. Выделение сульфотеллурида висмута в висмутине (оконтурено). Виден квадратный след воздействия микрозонда. Увел. 250, отраженный свет с одним николем

Таблица 4

Состав сульфотеллуридов (в мас. %)

Элемент	Исследованный сульфотеллурид ¹	Грюнлингит ²				
Bi	78	78,82	79,31	78,82	78,22	78,22
Pb	1,8					
Te	12,2	12,66	12,82	13,09	12,45	12,84
Se				0,58	1,17	1,12
S	7,8	9,40	9,31	9,11	8,24	8,24
Сумма	99,8	100,88	101,44	100,60	100,08	100,42

¹ Микронзондовый анализ, условия те же, что в табл. 3.² Химический анализ [7, 8].

Таблица 5

Спектры отражения минералов висмута

Длина волны, нм	Самородный висмут		Висмутин		Сульфотеллурид, по составу близкий грюнлингиту	
	R ₂	R ₁	R ₂	R ₁	R ₂	R ₁
440	77,0	51,96	44,2	39,6	46,3	43,0
460	78,8	53,2	44,6	41,96	46,3	42,9
480	81,4	55,4	46,0	41,9	46,3	43,2
500	82,4	55,4	46,5	41,9	46,5	43,7
520	84,0	56,2	47,3	42,4	46,8	44,2
540	86,9	57,8	47,6	42,5	46,7	44,4
560	88,7	59,1	47,7	42,5	46,6	44,4
580	90,1	60,2	47,8	42,1	46,5	44,3
600	91,4	61,2	47,65	42,4	46,5	44,6
620	91,9	61,85	47,2	42,1	46,7	44,9
640	92,8	62,6	47,1	42,1	47,0	45,2
660	93,2	62,9	46,9	42,0	47,2	45,4
680	93,4	63,4	46,65	41,9	47,5	45,5
700	93,6	63,6	46,4	41,6	47,7	45,5

минерала. Очень мелкие размеры выделений сульфотеллурида не позволили провести структурные исследования, чему также сильно мешает его тесное срастание с висмутином и сульфовисмутидом свинца.

Составы изученных самородного висмута, висмутина и сульфовисмутида свинца приведены в табл. 3, а сульфотеллурида — в табл. 4. Растровые изображения участка шлифа в обратнорассеянных и поглощенных электронах и в характеристическом рентгеновском излучении главных элементов приведены на рис. 2.

Спектры отражения минералов висмута были сняты на универсальном микроскопеспектрофотометре МФ-10 по кремниевому эталону на участках 5–15 мкм с точностью 1,5% относительных. Полученные данные приведены в табл. 5. Спектры отражения самородного висмута имеют аномальный характер, свойственный самородным элементам, интенсивность возрастает в длинноволновой области. Однако интенсивность отражения изученного образца значительно выше, чем обычно у этого минерала. Проверка на микроанализаторе не показала присутствия примесей, образец соответствует эталонному чистому висмуту. Спектры отражения висмутина по характеру дисперсии и интенсивности отражения близки к эталонным. Спектры отражения сульфотеллурида отличаются от спектров отражения жозеита-А, что позволяет предположить отличие его от жозеита-А и возможное существование аналога грюнлингита. Спектры отражения грюнлингита не опубликованы.

Микротвердость висмутина (микротвердомер ПМТ-3 тарирован по каменной соли,

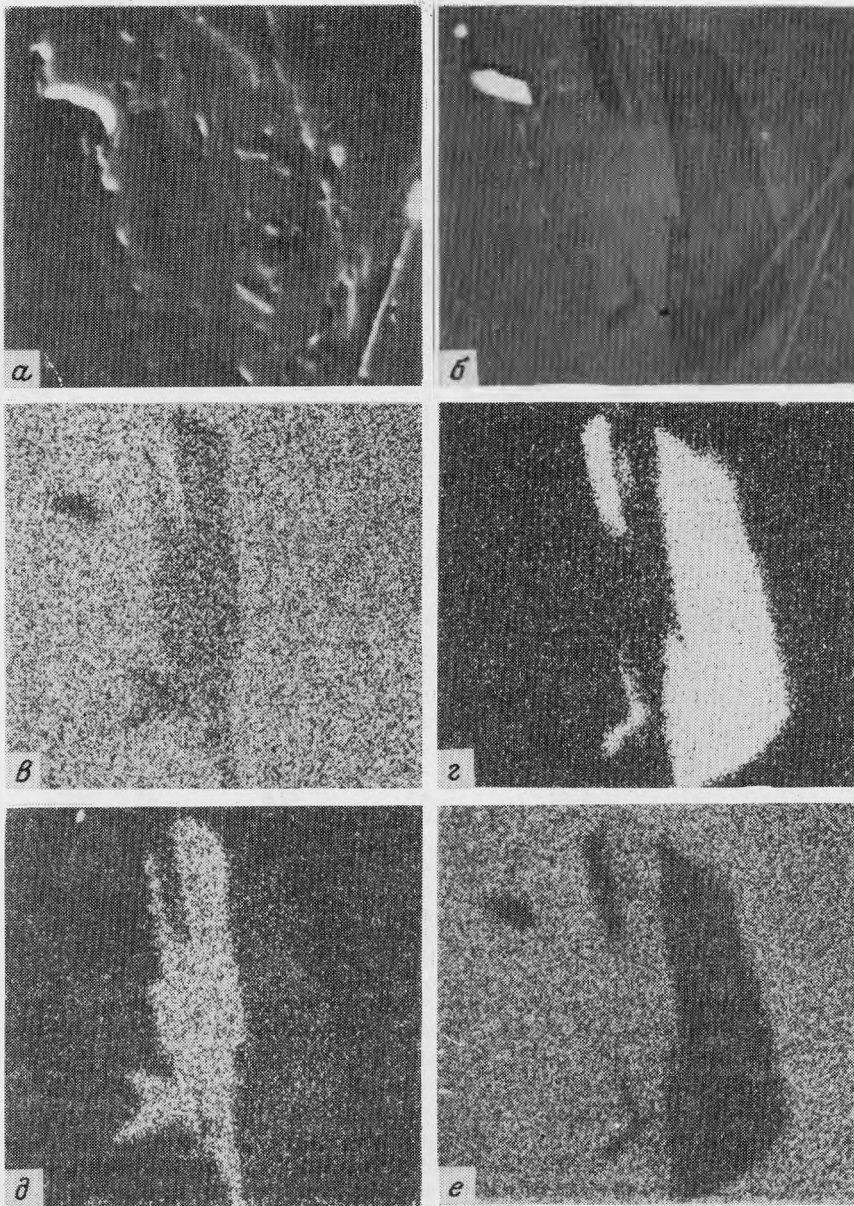


Рис. 2. Растровые изображения участка шлифа в обратно рассеянных электронах (а), в поглощенных электронах (б); в рентгеновском характеристическом излучении висмута (в); теллура (д), свинца (е), селена (е)

нагрузка 50 г, экспозиция 15 с) изменяется от 76 до 91 кгс/мм², проявляется четкая анизотропия твердости II рода, отпечатки ромбовидные, коэффициент анизотропии 1,6; относительная твердость 3,0–3,5. Микротвердость самородного висмута в тех же условиях, но при нагрузке 20 г составляет 15–19 кгс/мм², относительная твердость 1,7–1,9.

Подводя итоги характеристике минералов висмута, остановимся на важнейших генетических особенностях минералообразования.

Ассоциация минералов висмута в шеелитовых рудах стратиформного Байанского месторождения аналогична оруденению в месторождениях скарноидного типа. Веду-

щее положение среди них занимают сульфиды — висмутин и сульфовисмутид свинца, а также самородный висмут, в незначительных количествах присутствует редкий сульфотеллурид висмута.

Условия формирования минералов висмута в вольфрамовых рудах Баянского месторождения также близки скарновым месторождениям. Образование минералов висмута происходило одновременно с вольфрамовой и сульфидной минерализацией как на ранней рудной стадии (апоскарнового преобразования), так и особенно интенсивно в позднюю рудную стадию при формировании кварц-эпидот-флогопитовых метасоматитов и кварцевых прожилков, характерных для богатых шеелит-сульфидных руд. Последней ассоциации присуще максимальное разнообразие минералов висмута и широкий диапазон парагенезиса минералов, включающий сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит) и минералы, обогащенные летучими компонентами (флюорит, апатит, флогопит).

В пространственном размещении этой поздней ассоциации важное значение имеет структурный контроль системой поперечных трещин, приведший к частичному распространению шеелит-сульфидной минерализации за контуры скарново-рудных тел.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вольфрамовые месторождения, критерии их поисков и оценки. М.: Недра, 1980. 255 с.
2. Гетманская Т.И., Рябева Е.Г., Зенкина Н.И. О новой находке беегерита и гунгаррита в СССР. — Докл. АН СССР, 1984, т. 277, № 4, с. 951–955.
3. Завьялов Е.Н., Безизов В.Д. О новом висмутовом минерале ингодите Be_2TeS . — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1981, вып. 5, с. 594–600.
4. Минералы. М.: Наука, 1960. Т. 1.
5. ASTM. Philadelphia, 1955.
6. Berry L.G. Studies of mineral sulphosalts. 4. Galenobismutite and "lillianite". — Amer. Miner., 1940, vol. 25, p. 726–754.
7. Koch S. Bismuth minerals in the Carpathian basin. — Acta miner., 1948, vol. 2, p. 1–23.
8. Muttman W., Schröder E. Über die Zusammensetzung liniger Tellur mineralien. — Ztschr. Kristallogr., 1898, N 29, S. 140–145.
9. Peacock M.A. On joseite, grünlingite and orueteite. — Univ. Toronto Stud., 1941, N 46, p. 83–105.

УДК 549.6 (571.51)

П.В. ОСИПОВ, В.В. ВРУБЛЕВСКИЙ, В.Н. СТОЛПОВСКАЯ,
Н.А. МАКАРЕНКО, И.И. БЫКОВА

НОВАЯ НАХОДКА СЕБОЛЛИТА В КУЗНЕЦКОМ АЛАТАУ

Минералы себоллит (цеболлит) и юанит принято считать продуктами изменения мелилита, и, несмотря на значительное распространение мелилитсодержащих пород во всем мире, они остаются довольно редкими и недостаточны для изучения. Поэтому каждая новая находка представляет значительный интерес в познании конституции этих минералов и условий их образования.

Среди названных минералов первым был открыт и изучен Е. Ларсеном себоллит в мелилитсодержащих породах штата Колорадо (США). Спустя два десятилетия Е. Ларсеном и Е. Горансоном там же был обнаружен и описан юанит. В СССР эти минералы изучены в мелилитовых метасоматитах щелочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова и Маймеча-Котуйской провинции, где они являются относительно распространенными [3, 4, 9]. Сравнительно недавно юанит и себоллит были найдены и изучены в контактово-метасоматических породах щелочно-габбродных массивов Саяно-Байкальской складчатой области [2]. К сожалению, авторы ограничились лишь краткой характеристикой общих свойств минералов и результатами измерений показателей преломления. Необычные парагенезисы себоллита рассматривает в своей работе F.J. Kruger [10]. В районе Летсенг-Ла-Терай (Лесото) этот минерал совместно с натролитом замещает плагиоклаз кристаллических ксенолитов в кимберлитах, а на месторождении Де-Бирс является первичным минералом кимберлитов и встречается на участках, обогащенных флогопитом.