

А К А Д Е М И Я Н А У К
С С С Р

МИНЕРАЛЫ

И ПАРАГЕНЕЗИСЫ
МИНЕРАЛОВ
ЭНДОГЕННЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ВСЕСОЮЗНОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО

549:553.065

МИНЕРАЛЫ
И ПАРАГЕНЕЗИСЫ
МИНЕРАЛОВ
ЭНДОГЕННЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД
1975



0191
1610

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Чл.-корр. АН СССР *П. М. Татаринов* (отв. редактор),
д-р геол.-минер. наук *Д. В. Рундквист* (отв. редактор),
акад. *Н. В. Белов*, д-р геол.-минер. наук *В. И. Герасимовский*,
д-р геол.-минер. наук *М. Н. Годлевский*, проф. *В. В. Доливо-Добровольский*,
акад. *Д. С. Коржинский*, проф. *А. А. Кухаренко*,
д-р геол.-минер. наук *А. С. Марфунин*,
акад. АН УССР *Е. К. Лазаренко*, акад. АН УССР *А. С. Поваренных*,
проф. *С. П. Соловьев*,
проф. *В. Б. Татарский*, проф. *И. И. Шафрановский*,
проф. *П. А. Строна*, доц. *Ю. Б. Марин*,
канд. геол.-минер. наук *Н. С. Рудашевский* (отв. секретарь),
А. Э. Гликин (отв. секретарь).

ДЖЕРФИШЕРИТ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ЯКУТИИ

Джерфшерит — калийсодержащий сульфид меди и железа — относится к редким минералам. До настоящего времени известны лишь несколько его находок: в метеоритах (Fuchs, 1966; Ahmed El Goresy et al., 1971), в талнахских рудах (Генкин и др., 1969), в пегматитах щелочных пород Хибинского массива (Соколова и др., 1971) и некоторые другие. В результате детального изучения сульфидной минерализации в кимберлитах Якутии впервые был обнаружен джерфшерит, отличающийся по химическому составу от предыдущих находок наибольшим содержанием никеля (Цепин и др., 1972). Нами были изучены сульфиды в ксенолитах из кимберлитовых трубок «Мир» (Мало-Ботуобинское поле), «Удачная-Восточная» (Далдынское поле), «Дружба» (Чомурдахское поле), «Обнаженная», «Муза» и «Второгодница» (Куойское поле) и других. Сульфиды представлены пирротином, пентландитом, халькопиритом, кубанитом, джерфшеритом, макинавитом, точилинитом, грейгитом и валлериитоподобными образованиями. В отдельных образцах обнаружены также самородные медь и железо. Наиболее широкое распространение среди указанных минералов имеет джерфшерит, установленный почти в каждом изученном образце.

Как правило, для сульфидов типичны каплевидные и неправильные формы выделений, обусловленные межзерновыми пространствами породообразующих минералов — граната и пироксена (рис. 1). В крупных желваках ильменита (трубка «Удачная-Восточная») сульфиды встречаются в виде вкраплений и тонких прожилковидных скоплений. Часто вкрапления полиминеральны. Встречаются обособления сульфидов, состоящие в основном из пирротина, по которому в виде кайм развиваются халькопирит, кубанит и джерфшерит. В других случаях они представлены пентландитом, окаймленным джерфшеритом. Среди сульфидов железа джерфшерит присутствует в виде каемок и прожилков, не выходящих за пределы этого агрегата (рис. 2 и 3). В единичных случаях джерфшерит образует самостоятельные тонкозернистые обособления в массе породообразующих силикатов, метасоматически развивающиеся по пироксену. Относительно крупные агрегаты зерен джерфшерита размером до 1—2 мм (рис. 4) были обнаружены в глубинных ксенолитах эклогитов. В этих породах иногда отмечаются реакционные оторочки флогопита мощностью от 0.2 до 1.5 мм вокруг зерен граната. Во всех случаях формы выделений джерфшерита и соотношения его с породообразующими минералами и сульфидными (пентландитом и пирротин) свидетельствуют о наиболее позднем его образовании. С халькопиритом и валлериитоподобным минералом джерфшерит образует тесные сростания и, по видимому, близок к ним по времени кристаллизации.

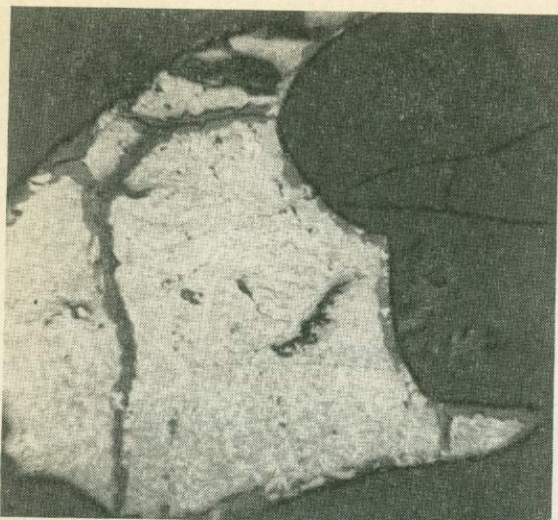


Рис. 1. Агрегат сульфидов пирротино-пентландитового состава (светло-серое) выполняет межзерновые пространства граната и пироксена (черное). Каймы и прожилки в агрегате сложены джерфишеритом (темно-серое), иногда находящимся в сростаниях с халькопиритом (белое). Полированный шлиф Р-916, увел. 90. Трубка «Обнаженная».

Рис. 2. Замещение пентландита (белое) джерфишеритом (серое). Полированный шлиф Р-358, увел. 165. Трубка «Удачная-Восточная».

Темно-серое — гранат; черное — слюдястый минерал.

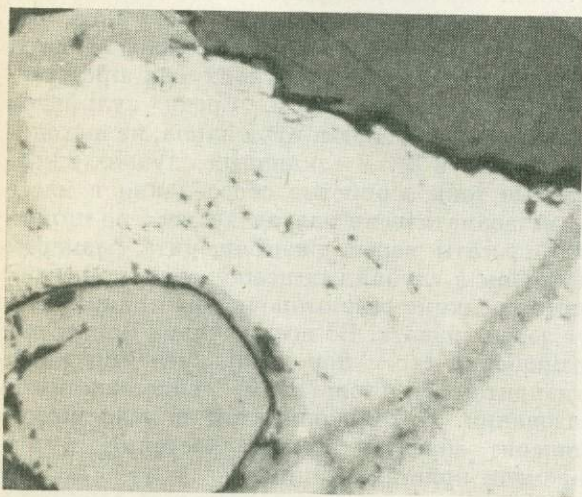


Рис. 3. Каймы и прожилковидные выделения джерфишерита (серое) в пирротине (белое). Полированный шлиф Р-908, увел. 165. Трубка «Обнаженная».

Светло-серое рельефное зерно — ильменит; черное — нерудные минералы.

Химический состав. Джерфшерит проанализирован на рентгеновском микроанализаторе MS-46 «Камека» в лаборатории ИГЕМ АН СССР. Условия анализа: рабочее напряжение 20 кв, ток образца 20 на, диаметр зонда 1—2 мкм. Аналитические линии: $K_{K\alpha}$, $Ni_{K\alpha}$, $Fe_{K\alpha}$, $S_{K\alpha}$, $Cu_{K\alpha}$, $Co_{K\alpha}$, $Ca_{K\alpha}$, $Mg_{K\alpha}$. Эталоны: на К — расвумит ($K_3Fe_9S_{14}$), анортотлаз, химически проанализированный джерфшерит (Соколова и др., 1971); на Ni — чистый никель; на Fe — чистое железо, расвумит и джерфшерит; на S — пирит, расвумит, джерфшерит; на Cu — чистая медь; на Co — чистый кобальт; на Ca — CaF_2 и на Mg — MgO . Измеренные относительные интенсивности пересчитывались в концентрации на машине БЭСМ-6 по программе ИГЕМ АН СССР.

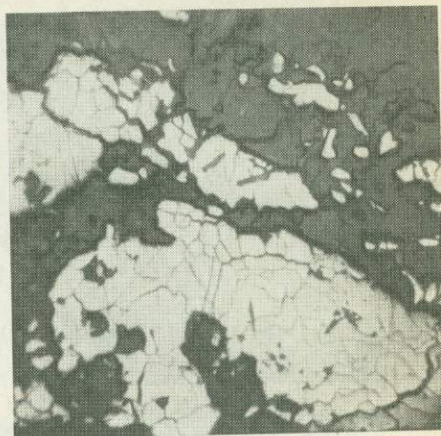


Рис. 4. Обособления джерфшерита в эклогите гранато-пироксенового состава. Полированный шлиф А-454, увел. 90. Трубка «Мир».

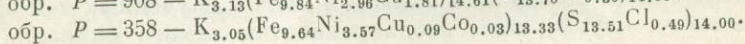
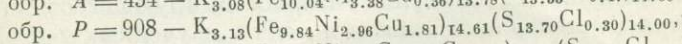
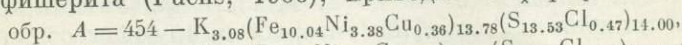
Каждый образец анализировался в нескольких точках, что позволило выявить несущественные колебания в содержаниях калия и серы и довольно заметные колебания концентраций железа, никеля и меди. Всего проанализировано 8 образцов в 26 точках. Наиболее типичные анализы приведены в табл. 1. Химический состав джерфшерита непостоянен, главной особенностью его является наиболее высокое из всех известных содержание никеля (11.8—15.63 вес.%). Существенны колебания также и для концентрации меди (от 0.44 до 7.8 вес.%). Во всех образцах присутствует в различных количествах хлор, что типично и для джерфшерита из метеоритов (Ahmed El Goresy et al., 1971).

Таблица 1
Химический состав джерфшерита из кимберлитовых трубок Якутии

Элементы	Обр. А-454, «Мир»		Обр. Р-908, «Обнаженная»		Обр. Р-358, «Удачная-Восточная»	
	вес.%	приведенный к 100%	вес.%	приведенный к 100%	вес.%	приведенный к 100%
Ni	14.7	14.67	11.8	12.33	15.63	15.82
Fe	41.5	41.42	37.3	38.96	40.16	40.64
S	32.1	32.04	29.8	31.13	32.32	32.70
Cl	1.30	1.29	0.73	0.76	1.28	1.30
K	8.9	8.88	8.3	8.67	8.89	9.00
Cu	1.7	1.70	7.8	8.15	0.44	0.45
Co	—	—	—	—	0.11	0.11
Сумма	100.2	100.00	95.73	100.00	98.83	100.02

Примечание. Неполная сумма объясняется очень малым размером зерен (2—3 мкм).

Атомные соотношения $K : (Fe + Ni + Cu) : S$ изученных составов равны 1 : 4.5 : 4.6. Пересчет анализов, исходя из 14 атомов серы в молекуле джерфшерита (Fuchs, 1966), приводит к формулам:



Полученные результаты подтверждают выводы Ахмед эль Гореси с соавторами (Ahmed El Goresy et al., 1971) о том, что медь и никель тесно связаны с железом, а не с калием, а отношение суммы катионов к сумме анионов непостоянно. Нами получено, что в зависимости от состава отношение $Me : S$ в формуле меняется (18 : 14, 17 : 14, 16 : 14),

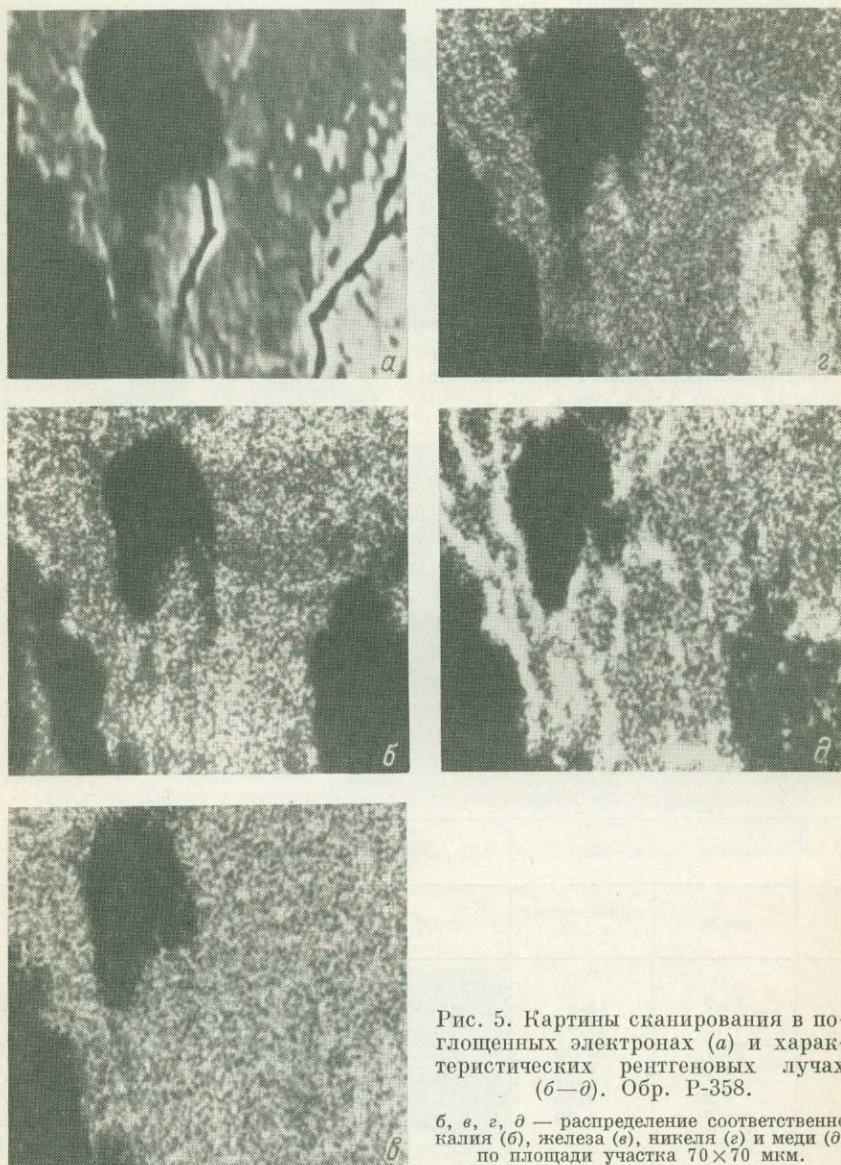


Рис. 5. Картины сканирования в поглощенных электронах (а) и характеристических рентгеновых лучах (б—д). Обр. Р-358.

б, в, г, д — распределение соответственно калия (б), железа (в), никеля (г) и меди (д) по площади участка 70×70 мкм.

но сумма металлов всегда выше суммы анионов. Известные образцы джерфшерита из метеоритов характеризуются небольшим количеством никеля и меди. Хибинский и талнахский джерфшериты содержат много меди при отсутствии или низком содержании никеля. Джерфшерит из кимберлитов Якутии, по имеющимся в распоряжении авторов 26 анализам, резко обогащен никелем (от 10 до 21 вес. %), причем минимальные его содержания типичны для джерфшерита, ассоциирующегося с ильменитом.

Колебания концентраций никеля и меди в изученных джерфшеритах, по-видимому, обусловлены неоднородностью самого минерала. Сканиро-

вание по площади зерен джерфшерита в образце из трубки «Обнаженная» показало, что при равномерном распределении калия и железа в минерале в пределах его зерен отмечаются участки с различной концентрацией никеля и меди (рис. 5 и 6). Неравномерное распределение никеля обычно объясняется наличием реликтов незамещенного пентландита среди джерфшерита (рис. 5, з). Неравномерное распределение меди часто обусловлено включениями халькопирита в джерфшерите (рис. 6, д),

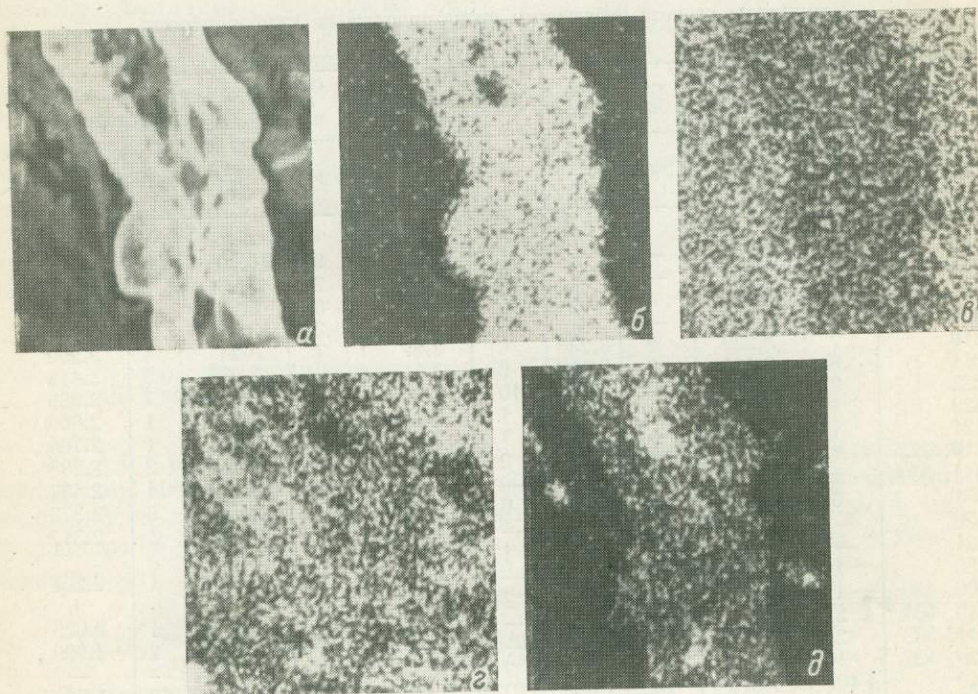


Рис. 6. Картины сканирования в поглощенных электронах (а) и характеристических рентгеновых лучах (б—д). Обр. Р-916.

б, в, з, д — распределение соответственно калия (б), железа (в), никеля (з), меди (д) по площади участка 60×60 мкм.

однако минералы меди в его зернах далеко не всегда фиксируются оптически, и в этом случае, скорее всего, имеет место срастание двух различных по составу джерфшеритов: медьсодержащих (до 8 вес.%) и без меди (рис. 5, д). Действительно, количественные анализы в разных точках одного образца показывают, что содержание меди в джерфшеритах колеблется от 1.7 до 8.2 вес.%, причем количество меди увеличивается к границе зерен джерфшерита с породообразующими минералами (рис. 5, д).

Рентгенометрические исследования. Дебаеграммы джерфшерита были получены только для образцов, размер зерен минерала (≈ 0.08 — 0.12 мм) которых позволял извлечь необходимое для анализа количество вещества. Межплоскостные расстояния исследованных образцов джерфшерита близки между собой, несмотря на то что джерфшерит в них существенно различается по содержанию меди (табл. 2). Рассчитанный по порошкограмме параметр элементарной ячейки изученного джерфшерита (обр. А-454) $a_0 = 10.26 \pm 0.01$ Å (рассчитан И. В. Муравьевой) оказался значительно ниже, чем для джерфшерита из метеорита ($a_0 = 10.34$ Å; Fuchs, 1966) и из Талнаха ($a_0 = 10.41$ Å; Генкин и др., 1969), а также для хибинского джерфшерита ($a_0 = 10.46$ Å;

Соколова и др., 1971). По-видимому, вхождение никеля в состав джерфшперита уменьшает, а меди увеличивает размеры его элементарной ячейки.

Физические свойства. Отражение джерфшперита изучено на приборе ПИОР в лаборатории минераграфии ИГЕМ АН СССР Л. Н. Вальсовым в диапазоне длин волн 440—740 нм. Кривые дисперсии

Таблица 2

Результаты расчета дебаеграмм джерфшперита из кимберлитовых трубок Якутии

Обр. А-454, «Мир»			Обр. Р-908, «Обнаженная»		Обр. Р-358а, «Удачная-Восточная»		Обр. Р-358б, «Удачная-Восточная»		По Фуксу (Fuchs, 1966)	
<i>hkl</i>	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$
100	10	10.106	—	—	5	10.20	9	10.20	5	10.34
110	2	7.276	—	—	1	7.28	2	7.28	3	7.31
111	8	5.900	4	5.900	10	5.99	5	5.93	5	5.97
300, 221	2	3.400	—	—	—	—	2	3.41	1	3.45
310	7	3.239	2	3.230	6	3.27	7	3.24	4	3.269
311	8	3.101	8	3.110	9	3.118	8	3.085	5	3.118
222	9	2.953	9	2.945	10	2.975	10	2.960	7	2.985
320	1	2.867	—	—	1	2.867	1	2.832	1	2.868
321	1	2.724	—	—	1	2.766	1	2.728	1	2.764
410, 322	1	2.479	—	—	2	2.489	1	2.489	2	2.508
411, 330	1	2.415	—	—	—	—	1	2.419	1	2.437
331	6	2.354	3	2.349	9	2.363	9	2.354	6	2.372
420	—	—	—	—	—	—	1	2.301	1	2.312
421	—	—	—	—	1	2.226	1	2.242	—	—
332	1	2.186	—	—	—	—	1	2.174	1	2.204
500, 430	1	2.055	—	—	2	2.053	3	2.056	—	—
510, 431	2	2.011	—	—	—	—	3	2.004	1	2.028
511, 333	2	1.973	—	—	—	—	3	1.973	2	1.990
520, 432	1	1.903	—	—	2	1.908	—	—	—	—
440	10	1.815	10	1.823	10	1.818	10	1.810	10	1.828
530, 433	1	1.760	—	—	—	—	1	1.755	1	1.773
622	2	1.546	—	—	3	1.546	—	—	1	1.559
630, 542	1	1.531	—	—	—	—	—	—	—	—
710, 550	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1.448
731, 553	1	1.338	—	—	1	1.341	1	1.335	1	1.346
800	1	1.281	—	—	3	1.291	2	1.281	1	1.293
733	1	1.250	—	—	3	1.252	2	1.248	—	—
844	6	1.046	—	—	4	1.054	4	1.043	—	—
933, 771	—	—	—	—	1	1.030	1	1.029	—	—

Примечание. Условия съемки: УРС-55, Fe-излучение, без фильтра, камера РКД = 57,3 мм, резиновый шарик, аналитик Г. В. Басова (ИГЕМ АН СССР). Обр. Р-358 для рентгенометрического анализа отбирался из двух точек, несколько отличающихся по отражению.

минерала из различных образцов однотипные, значения *R* плавно возрастают в сторону длинноволновой области спектра (рис. 7). Выявляются закономерные изменения величины отражения от состава минерала. Сравнивая абсолютные величины *R* для изученных образцов джерфшперита (табл. 3) с коэффициентами отражения его медьсодержащей разновидности (Соколова и др., 1971), можно сделать вывод, что с увеличением содержания никеля коэффициенты отражения джерфшперита возрастают, а присутствие меди уменьшает величину отражения минерала. В том случае, когда в составе джерфшперита отмечаются высокие содержания никеля и относительно большие количества меди, эта зависимость несколько сглаживается. Таким образом, по величине отражения можно достаточно уверенно качественно определить состав джерфшперита: различить никель- и медьсодержащие его разновидности.

Твердость джерфшерита из Якутии (табл. 4) близка к величине этой константы для хибинского и талнахского образцов (Генкин и др., 1969; Соколова и др., 1971). Установлено, что твердость джерфшерита прямо пропорциональна содержанию железа и никеля и обратно пропорциональна содержанию меди (рис. 8). Эти данные хорошо согласуются с размерами элементарной ячейки минерала. Чем больше a_0 , тем меньше величина твердости джерфшерита. Однако в ряде случаев, когда содержание никеля и меди в минерале относительно велико, то общая закономерность нарушается. По-видимому, этим объясняется аномальная величина H джерфшерита обр. Р-908, в котором примерно 12 вес.% Ni и 8 вес.% Cu.

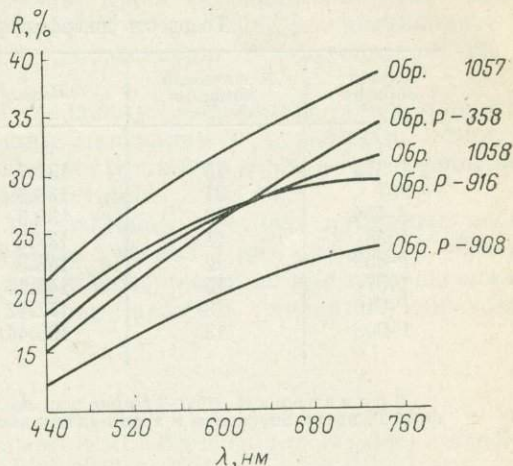


Рис. 7. Кривые дисперсии отражения джерфшерита.

Условия образования. Новые данные по парагенезисам сульфидов позволяют выявить не только некоторые минералогические особенности якутских кимберлитов, но и получить дополнительную информацию об условиях образования калийсодержащего сульфида — джерфшерита.

Таблица 3
Дисперсия коэффициента отражения R (в %) джерфшерита в диапазоне длин волн 440—740 нм

Номер образца	440	460	480	500	520	540	560	580
Р-908	15	16	16.8	18	19	20.1	21.2	22
Р-358	15.5	16.5	17.5	18.8	19.9	21.5	22.5	23.8
1058	15.8	17	16.2	19.8	20.8	22.1	23.5	24.5
А-454	17	18.2	18.9	19.4	21.1	21.8	22.7	23.8
Р-916	18.5	20	20.8	21.7	22.5	23.6	24.2	25.2
1057	20.5	21.5	23	24	25.5	27	28	29.5

Таблица 3 (продолжение)

Номер образца	600	620	640	660	680	700	720	740
Р-908	23	23.8	24.5	25.5	26	26.8	27.2	27.5
Р-358	25	26	27.5	28.9	29.8	30.8	31.7	32.5
1058	25.7	26.5	27.5	28.7	29.3	30	30.2	30.5
А-454	24.2	26.1	26.1	27	27.6	28	29	29.1
Р-916	26	26.8	27.5	28	28.5	29	29.2	29.3
1057	31	32.5	34	35.8	37	38.3	40	41

Джерфшерит, впервые обнаруженный в кимберлитах Якутии, широко распространен, хотя и в небольших количествах, в крупных монокристаллических выделениях оливина, в эклогитах, в ильменитовых желваках, в ксенолитах метаморфических пород; реже встречается в основной массе ким-

берлита (трубка «Муза»). Каплевидные формы полиминеральных агрегатов сульфидов, а также ассоциация сульфидов с самородными железом и медью свидетельствуют о том, что сульфиды образовались из расплава при высоких температурах и давлении.

Таблица 4

Твердость джерфшерита (в кг/мм ²)				
Номер образца	Количество замеров	$H_{\text{мин.}}$	$H_{\text{макс.}}$	$H_{\text{ср.}}$
1057 ₂	15	131.7	164.8	143.8
967	27	136.6	152.8	144.7
A-454	18	139.9	158.8	149.5
1058	18	133.3	162.8	154.5
P-358	12	148.8	160.8	156.3
1057 ₁	15	143.16	179.4	166.9
P-916	18	172.12	189.2	181.9
P-908	18	198.44	258.0	220.6

Примечание. ПМТ-3 (тарирован по NaCl, $P=5$ Г, $H=21$ кг/мм²), нагрузка 20 Г, время опускания и время вдавливания алмазной пирамидки 10 сек.

Детальные петрологические исследования Н. В. Соболева (1974) подтверждают существование условий высоких давлений, характерных для верхней мантии под платформами в интервале глубин 70—200 км. По низкой степени окисления железа в шпинелидах и ильменитах (в алмазодержащих парагенезисах) Н. В. Соболевым доказано, что с глубиной по-

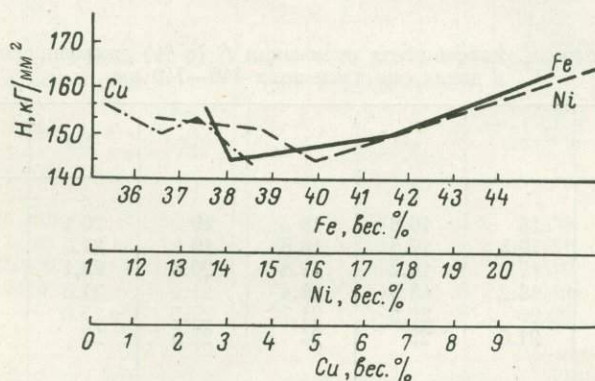


Рис. 8. Зависимость твердости джерфшерита от состава.

нижается P_{O_2} , величина которого лежит в интервале между P_{O_2} земных базальтов и базальтов Луны, для $T=1000-1200^\circ$ С. Вследствие этого некоторые минералы по особенностям состава приближаются к минералам Луны, в частности хромсодержащие оливины. Нахождение джерфшерита указывает на близость минерального состава кимберлитов и метеоритов.

Н. В. Соболевым (1971) в алмазонасных эклогитах впервые установлена существенная изоморфная примесь K_2O (до 0.27%) в клинопироксенах, образовавшихся предположительно при давлениях более 30 кбар. Как отмечалось ранее (Соколова и др., 1971), железо, медь, никель, кобальт были обнаружены и в пироксенах щелочных пегматитов Хибинского массива. Вполне вероятно, что при образовании джерфшерита

металлы заимствовались из породообразующих минералов. В условиях больших глубин калий, по-видимому, является халькофильным элементом и в самые поздние стадии магматического процесса (Годлевский, 1959) в связи с повышением активности щелочей входит в сульфиды. Источником серы, по-видимому, служит земная кора. Об участии коровой серы в высокотемпературном магматическом процессе свидетельствует общее обогащение серы тяжелым изотопом (δS^{34} до $+22.1\%$) в пентландите и халькопирите, ассоциирующихся с джерфшеритом (Виноградов, Илупин, 1972).

По ряду признаков — более позднему выделению джерфшерита по отношению к породообразующим минералам и сульфидам, отложению его в виде кайм главным образом на границе их зерен — джерфшерит можно отнести к реакционным образованиям.

Таким образом, особенности минерального состава глубинных ассоциаций позволяют говорить о широком участии в них сульфидов. Джерфшерит наряду с флогопитом и калийсодержащими клинопироксенами является еще одной формой проявления калия в глубинных образованиях — в кимберлитах.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов В. И., Илупин И. П. Изотопный состав серы в кимберлитах Сибирской платформы. — ДАН СССР, 1972, т. 204, № 6.
- Генкин А. Д., Тронева, Н. В., Журавлев, Н. Н. Первая находка в рудах сульфида калия, железа и меди — джерфшерита. — Геология рудных месторождений, 1969, т. XI, № 5.
- Годлевский М. Н. К вопросу о генезисе сульфидных медно-никелевых месторождений на Сибирской платформе. — Геология рудных месторождений, 1959, № 2.
- Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. — Автореф. докт. дисс., М., 1971.
- Соколова М. Н., Добровольская М. Г., Органова Н. И., Казакова М. Е., Васильева Г. Л. О находке и распространении джерфшерита в пегматитах Хибинского массива. — Геология рудных месторождений, 1971, т. 13, № 2.
- Цепин А. И., Добровольская М. Г., Пономаренко А. И., Илупин И. П. Первая находка джерфшерита в кимберлитах Якутии. — Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1971 г. М., ИГЕМ АН СССР, 1972.
- Ahmed El Goresy, Grögler N., Otteman J. Djerfisherite Composition in Bishopvill. — Pena Blanca Springs. St. Marks and Toluca Meteorites Chemier Erde, 1971, Bd. 30, Hf. 1/4.
- Fuchs L. H. Djerfisherite, alkali copper-iron sulfide, a new mineral from enstat chondrites. — Science, 1966, v. 153, № 3752.

В. А. БЛАГУЛЬКИНА, В. А. ГУБАНОВ, В. Н. УМАНЕЦ,
С. И. ФУТЕРГЕНДЛЕР

МИКРОКРИСТАЛЛЫ ИЛЬМЕНИТА ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ЛУЧАКАНСКОГО РАЙОНА

Ильменит содержится в подавляющем большинстве кимберлитовых тел (Бобривич и др., 1959; Сарсадских, Ровша, 1960; Милашев и др., 1963; Францессон, 1968, и др.). Обычно он хорошо различается в кимберлитах уже макроскопически, так как по размеру зерен крупнее многих других минералов. Как правило, в кимберлитах ильменит образует неправильной формы зерна или их обломки и распределен неравномерно. Большинство геологов считают, что ильменит кристаллизовался на больших глубинах (Сарсадских, Ровша, 1960; Милашев и др., 1963; Францессон, 1968, и др.). Химический состав и физические свойства такого ильменита

подробно изложены во многих работах (Бобриевич и др., 1959; Сарсадских, Ровша, 1960; Михеев, Калинин, 1961; Милашев и др., 1963; Францессон, 1968; Благулькина, 1971). Кроме ильменита подобного типа,



Рис. 1. Равномерное распределение микрокристаллического ильменита (черное) в кимберлите с порфировой структурой связующей массы и микролитовой структурой основной массы. Без анализатора. Увел. 25. Трубка «Круглая».

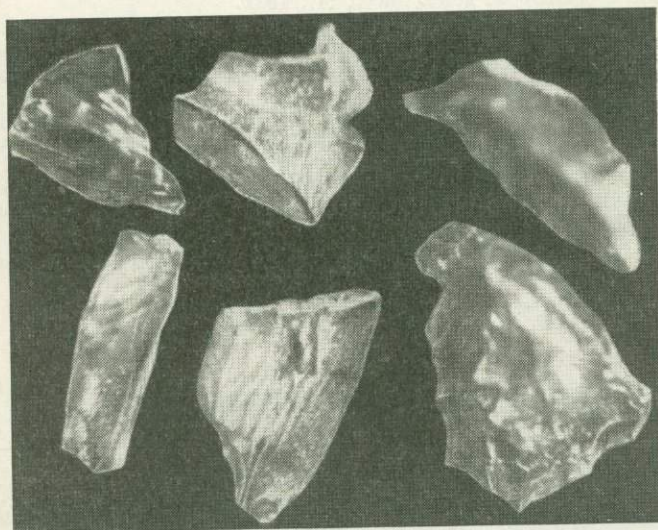


Рис. 2. Ксенокристаллы ильменита из кимберлита трубки «Круглая». Увел. 20.

Т. Ф. Арцыбашевой в шлифах из кимберлитов трубок «Мир» и «Коллективная» был обнаружен микрокристаллический ильменит, образующий микролиты в связующей массе породы (материалы Т. Ф. Арцыбашевой). Ильменит этой генерации практически совсем не изучен. Ниже приводится его описание, химизм и сопоставление с составом «глубинного» ильменита.

Микрокристаллический ильменит установлен нами в кимберлитах трубок «Круглая», «Лыхчан 1», «Ан 75», «Ан 79», «Ан 92» и «Двойная» Лучаканского района (Милашев и др., 1974). Первые пять трубок сложены массивными кимберлитами, трубка «Двойная» — кимберлитовой брекчийей. Особенно благоприятным для изучения оказался ильменит из трубки «Круглая» вследствие высокого содержания в породе и отсутствия вторичных изменений.

Трубка «Круглая» сложена темно-серым слюдяным кимберлитом, в котором макроскопически различаются ксенокристаллы оливина (5—6%) и флогопита ($\approx 3\%$).¹ Размер ксенокристаллов оливина и флогопита варьирует от 0.4—0.5 до 5—6 мм. Структура связующей массы кимберлита порфировая, структура основной массы микролитовая (рис. 1). Фенокристаллы представлены оливином ($\approx 17\%$) и флогопитом ($\approx 4\%$), в единичных случаях — ильменитом. Размеры фенокристаллов 0.10—0.15 мм, микролитов основной массы 0.04—0.09 мм. В основной массе различаются (в объемн. %): оливин (13), полностью измененный пироксен (22), флогопит (7), ильменит (12) и цементирующий их серпентино-карбонатный агрегат (25). В тяжелой фракции протолок из кимберлита установлены единичные зерна пироба, хромдиоксида и «глубинного» ильменита.

«Глубинный» ильменит (рис. 2) в кимберлите трубки «Круглая» образует зерна размером 2—4 мм, чем отчетливо выделяется среди минералов связующей массы. Морфологически, по особенностям распределения в породе и другим свойствам он аналогичен типичным для кимберлитов ильменитам, подробно охарактеризованным ранее (Бобривич и др., 1959; Сарсадских, Ровша, 1960; Милашев и др., 1963; Францссон, 1968, и др.), и здесь не рассматривается.

Микрокристаллы ильменита равномерно распределены в связующей массе кимберлита (рис. 1). Они имеют те же размеры, что и другие минералы связующей массы, слагающие микролиты и фенокристаллы. Отличие их по размеру от преобладающей массы ксенокристаллов ильменита было использовано при выделении микроильменита для дальнейшего анализа. Из тяжелой фракции дробленной пробы кимберлита отделялась электромагнитная часть крупностью < 0.15 мм, из которой под биноклем отбирались кристаллы ильменита. Содержание ильменита составило в среднем $3/4$ всего объема фракции — 0.10 мм и $1/8$ часть фракции (-0.15)—($+0.10$) мм.

Кристаллы ильменита из связующей массы образованы комбинацией двух ромбоэдров и пинакоида (рис. 3, а). По форме и характеру развития граней их можно разделить на две группы: кристаллы с округлыми гранями ромбоэдров и кривыми ребрами, внешне похожие на тригональную пирамиду (рис. 3, б), и плоскогранные кристаллы таблитчатого облика.

Кривогранные кристаллы резко преобладают. В плане они имеют очертания треугольника обычно с притупленными вершинами, реже остроугольного. Грани пинакоида развиты неодинаково. На части кристаллов одна из граней полностью зарастает, и вершина ромбоэдра при этом приобретает закругленные очертания. Поверхность более развитой грани пинакоида обычно корродирована. Грани обоих ромбоэдров также развиты неравномерно. При этом наблюдаются резкие различия в развитии отдельных граней и каждого из ромбоэдров. Обычно лишь часть из них четко выражена в виде площадок, остальные грани ромбоэдров не получили развития. Этим обстоятельством обусловлен своеобразный псевдопирамидальный облик некоторых кристаллов ильменита. Видимая изогнутость граней ромбоэдра вызвана микроступенчатым развитием вици-

¹ Все содержания приводятся в объемных процентах: для ксенокристаллов — от объема всей породы, для фенокристаллов, микролитов и цементирующей массы — от всего объема породы за вычетом ксенокристаллов.

налей, наблюдаемых только при большом увеличении микроскопа (рис. 3, б). Для кристаллов этого типа характерны двойники сростания. Двойниковой плоскостью является грань одного из ромбоэдров, причем двойниковые швы отчетливо проектируются на поверхность пинакоида в виде характерных штрихов.

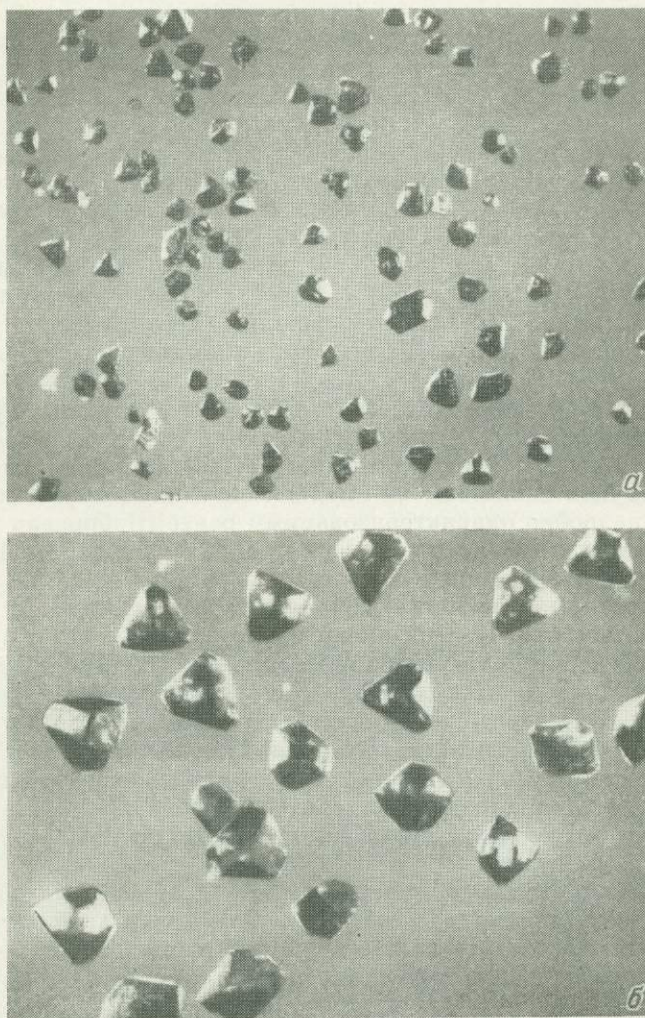


Рис. 3. Формы микрокристаллов ильменита из кимберлита.
Трубка «Круглая».
а — увел. 35; б — увел. 75.

Плоскогранные кристаллы ильменита встречаются редко, их размеры варьируют от 0.01 до 0.15 мм. Они имеют форму шестиугольных табличек, образованных гранями пинакоида и резко подчиненными им приблизительно одинаково развитыми поверхностями ромбоэдров. На гранях пинакоида наблюдается тонкая штриховка, обусловленная полисинтетическим двойникованием кристаллов.

Микрокристаллический ильменит из других трубок Лучаканского района по форме кристаллов аналогичен описанному выше. Обычно кристаллы его перовскитизированы (трубка «Лыхчан 1») или имеют пиритовую оторочку (трубка «Ан 92»). В этих трубках содержание «глу-

бинного» ильменита превышает количество ильменита микрокристаллов.

Ильменит связующей массы так же, как и ксенокристаллов, в иммерсионном препарате просвечивает в краях зерен красновато-бурым цветом и отчетливо двупреломляет. Состав его был определен микрохимическим анализом Н. И. Шуваловой и В. С. Беловой, а также методом микроспектрального количественного анализа В. А. Губановым (ВСЕГЕИ) — см. таблицу.

Химический состав (в вес.%) и кристаллохимические формулы ильменита из кимберлита трубки «Круглая»

Компоненты	Кристаллы связующей массы			Ксенокристаллы	
	1	2	3	4	5
SiO ₂	—	0.48	0.45	0.47	0.13
TiO ₂	54.0	50.40	52.40	50.00	48.00
Al ₂ O ₃	—	0.35	0.31	0.28	0.23
Cr ₂ O ₃	—	1.26	1.31	0.25	0.29
Fe ₂ O ₃	4.55				
FeO	24.20	35.70	34.90	36.80	38.80
MnO	0.47	0.42	0.35	0.41	0.35
MgO	12.26	10.20	9.40	10.80	9.80
Сумма	95.48	98.81	99.12	99.01	97.60

Компоненты (в мол.%)

MgTiO ₃	43.2	33.6	31.3	35.2	32.8
FeTiO ₃	55.8	65.7	68.0	64.2	66.6
MnTiO ₃	1.0	0.7	0.7	0.6	0.6

Кристаллохимические формулы

- 1 — (Fe_{0.458}²⁺Fe_{0.077}³⁺Mg_{0.414}Mn_{0.009})_{0.958}Ti_{1.002}O₃,
- 2 — (Fe_{0.692}²⁺Mg_{0.353}Mn_{0.008})_{1.053}(Ti_{0.930}Fe_{0.036}³⁺Al_{0.010}Cr_{0.024})_{1.000}O₃,
- 3 — (Fe_{0.701}²⁺Mg_{0.324}Mn_{0.007})_{1.032}(Ti_{0.954}Fe_{0.013}³⁺Cr_{0.025}Al_{0.008})_{1.000}O₃,
- 4 — (Fe_{0.689}²⁺Mg_{0.378}Mn_{0.008})_{1.075}(Ti_{0.922}Fe_{0.061}³⁺Al_{0.008}Cr_{0.009})_{1.000}O₃,
- 5 — (Fe_{0.729}²⁺Mg_{0.359}Mn_{0.007})_{1.095}(Ti_{0.905}Fe_{0.082}³⁺Al_{0.007}Cr_{0.006})_{1.000}O₃.

Примечание. 1 — микрохимический анализ, 2—5 — спектральный количественный анализ.

При расчете кристаллохимических формул (см. таблицу) в данные количественных микроспектральных определений внесены некоторые коррективы, связанные как с возможным загрязнением проб, так и со спецификой самих анализов. В частности, вхождение кремния в кристаллическую решетку ильменита маловероятно (Сарсадских, Ровша, 1960; Францессон, 1968), и наличие его в данных анализа обычно обусловлено присутствием в ильмените вростков серпентина, повсеместно развитого в кимберлитах. В соответствии с этим при расчете кристаллохимических формул ильменита мы исключили кремний из анализов вместе с соответствующим (по формуле серпентина) количеством магния.

Микроспектральным анализом в ильмените определяется лишь валовое содержание (окисного и закисного) железа. Установлено, однако, что ильменит кимберлитов наряду с Fe²⁺ содержит некоторое количество Fe³⁺ (Францессон, 1968), согласно известной изоморфной серии FeTiO₃—Fe₂O₃. Содержание Fe³⁺ при расчете кристаллохимических формул оценено как величина, дополняющая до 1 суммарное количество атомов титана и замещающих его трехвалентных элементов (Al, Cr).

Для ильменита микрокристаллов связующей массы были определены параметры элементарной ячейки: $a_0 = 5.072 \pm 0.005 \text{ \AA}$, $c_0 = 14.10 \pm 0.02 \text{ \AA}$. Эти величины согласуются с параметрами, установленными В. И. Михеевым и А. И. Калининым (1961) для ряда магнезиально-железистых ильменитов.

Из приведенных данных следует, что средний состав ильменита из связующей массы кимберлита трубки «Круглая» является высоко-

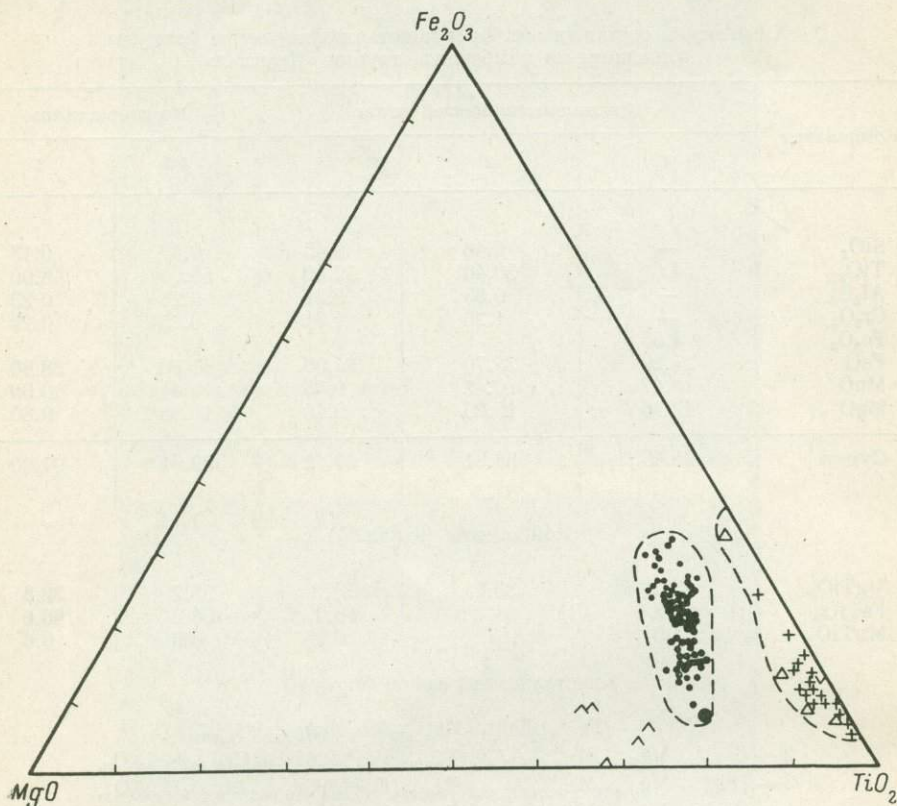


Рис. 4. Диаграмма состава ильменитов.

1 — микрокристаллы из кимберлитов (данные авторов); 2 — ксенокристаллы из кимберлитов, по данным А. П. Бобриевича и др. (1964), В. А. Милашева и др. (1963), Н. Н. Сарсацких и др. (1960), Е. В. Францесон (1968); 3 — из долеритов, по данным А. И. Альмухамедова (1968) и В. Л. Масайтиса (1960); 4 — из габбро, по данным Г. И. Кавардина (1959); 5 — из пород щелочного состава, по данным А. Н. Лабунцова и Е. В. Искюль (1937), Г. И. Кавардина (1959); 6 — из контактово-метаморфизованных карбонатных пород и серпентинитов, по данным А. А. Конева и др. (1968); ряд анализов взят из справочника «Минералы» (1967).

магнезиальным и характеризуется большим количеством хрома. Анализ состава ильменита изверженных пород (Кухаренко, 1961) показал, что магнезиальный ильменит характерен только для ультраосновных их типов. Ильменит микрокристаллов из трубки «Круглая» близок по составу «глубинному» ильмениту из той же трубки, но содержит больше магния, хрома, титана и алюминия (см. таблицу). Наибольшие различия между ильменитами обоих типов наблюдаются в содержании хрома, железа и титана, причем в «глубинном» ильмените значительная часть титана замещена трехвалентным железом. На трехкомпонентных диаграммах состава ильменитов из различных пород точка, соответствующая ильмениту микрокристаллов из кимберлитов, попадает в краевую часть кимберлитового поля (рис. 4).

Выполненное нами исследование микрокристаллов ильменита из кимберлитов Лучаканского поля является по существу лишь одной из первых

попыток изучения минералов связующей массы этих пород, происхождение и источники вещества которых до сих пор вызывают дискуссии. Более углубленное и проводимое на достаточно представительном материале исследование микрокристаллов ильменита, а также и других первичных минералов связующей массы позволит выявить типоморфные особенности ильменита самих кимберлитов, как это сделано в настоящее время для ксенокристаллов указанного минерала.

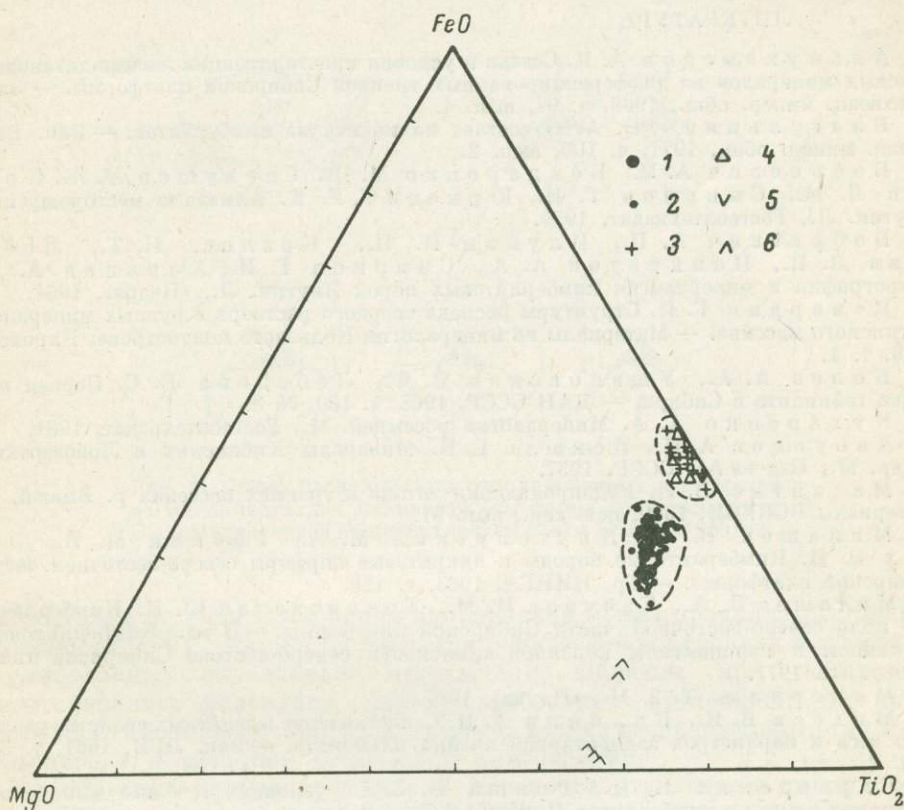


Рис. 4 (продолжение).

Первичный минеральный состав кимберлитов является объективной основой для проверки разных гипотез происхождения содержащихся в кимберлитах включений. Происхождение «глубинного» ильменита в кимберлитах разными исследователями трактуется неодинаково. Одни из них считают, что ильменит является обломком, захваченным кимберлитовой магмой из перидотитового слоя земли (Сарсадских, Ровша, 1960), по мнению других, он кристаллизовался в глубинном очаге из кимберлитовой магмы (Милашев и др., 1963; Францесон, 1968, и др.). Сопоставление его состава с составом микрокристаллов связующей массы является важным критерием оценки справедливости выдвинутых гипотез. Как видно из приведенного материала, состав «глубинного» ильменита близок составу ильменита микрокристаллов, причем увеличения железистости микрокристаллов по сравнению с «глубинным» ильменитом не наблюдается. Как известно, в ходе кристаллизации силикатных магм в общем случае происходит постепенное снижение магнезиальности и повышение железистости магнезиально-железистых минералов, представляющих серии твердых растворов магнезиальных и железистых компонентов. Следовательно, по гипотезе глубинной кристаллизации ильменита из кимберлитовой магмы следовало ожидать повышения железистости ильме-



нита по мере его выделения из расплава, но на самом деле этого не наблюдается. Таким образом, рассмотренный материал не подтверждает гипотезу образования ильменита в глубинном очаге кимберлитовой магмы. Напротив, он может быть удовлетворительно объяснен на основе предположения Н. Н. Сарсадских и В. С. Ровша (1960) о ксеногенном происхождении крупных зерен ильменита в кимберлитах в результате захвата их из перидотитового слоя при выплавлении кимберлитовой магмы.

ЛИТЕРАТУРА.

Альмухамедов А. И. Состав и условия кристаллизации железо-титановых окисных минералов из дифференцированных трапхов Сибирской платформы. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1968, ч. 97, вып. 4.

Благулькина В. А. О составе ильменита из кимберлитов. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1971, ч. 100, вып. 2.

Бобривич А. П., Бондаренко М. Н., Гневущев М. А., Красов Л. М., Смирнов Г. И., Юркевич Р. К. Алмазные месторождения Якутии. Л., Гостеолтехиздат, 1959.

Бобривич А. П., Илупин И. П., Козлов, И. Т., Лебедева Л. И., Панкратов А. А., Смирнов Г. И., Харьков А. Д. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. Л., «Недра», 1964.

Кавардин Г. И. Структуры распада твердого раствора в рудных минералах Цагинского массива. — Материалы по минералогии Кольского полуострова, Кировск, 1959, т. 1.

Конев А. А., Ущановская З. Ф., Лебедева В. С. Первая находка гейкилита в Сибири. — ДАН СССР, 1968, т. 180, № 3.

Кухаренко А. А. Минералогия россыпей. М., Гостеолтехиздат, 1961.

Лабунцов А. Н., Искюль Е. В. Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. М., Изд-во АН СССР, 1937.

Масайтис В. Л. Рудопроявления титана в трапхах бассейна р. Вилюй. — Материалы ВСЕГЕИ, 1960, нов. сер., вып. 31.

Милашев В. А., Крутойярский М. А., Рабкин М. И., Эрлих Э. Н. Кимберлитовые породы и пикритовые порфиры северо-восточной части Сибирской платформы. — Тр. НИИГА, 1963, т. 126.

Милашев В. А., Табунов М. М., Томановская Ю. И. Кимберлитовые поля северо-восточной части Сибирской платформы. — В кн.: Кимберлитовый вулканизм и перспективы коренной алмазности северо-востока Сибирской платформы. Л., 1971.

Минералы. Т. 2. М., «Наука», 1967.

Михеев В. И., Калинин А. И. Сопоставление магнитных свойств, удельного веса и параметров элементарной ячейки ильменита. — Зап. ЛГИ, 1961, т. 38, вып. 2.

Сарсадских Н. Н., Ровша В. С. Об условиях генезиса минералов-спутников алмаза в кимберлитах Якутии. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1960, ч. 89, вып. 4.

Францессон Е. В. Петрология кимберлитов. М., «Недра», 1968.

В. М. НИКИТИН, И. П. ИЛУПИН

АНИЗОТРОПИЯ ТВЕРДОСТИ И ВЛИЯНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА НА ТВЕРДОСТЬ ИЛЬМЕНИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ЯКУТИИ

Магнезиальный ильменит (пикроильменит) относится к числу наиболее распространенных спутников алмаза в кимберлитах. В ряде опубликованных работ, посвященных вещественному составу кимберлитов Якутии, рассматриваются морфология выделений, химический состав и некоторые физические свойства (термоэдс, точка Кюри, параметры элементарной ячейки) ильменита (Ковальский, 1963; Милашев и др., 1963; Бобривич и др., 1964; Францессон, 1968, и др.). Однако детальное изучение твердости этого минерала не проводилось. Имеются лишь отрывочные упоминания о пределах колебаний твердости ильменита из некоторых местонахождений (Прокопчук, и др., 1970).

Желваки ильменита в кимберлитах не обладают кристаллографической огранкой, и лишь в редких случаях они обнаруживают отдельность в одном направлении. Довольно часто желваки с отдельностью встречаются в кимберлитах одной из трубок Верхне-Мунского поля. Изучение анизотропии твердости ильменита проводилось на девяти образцах. Во всех образцах отдельность четко выражена в одном направлении, что позволяет считать их монокристалльными. У минерала тригональ-

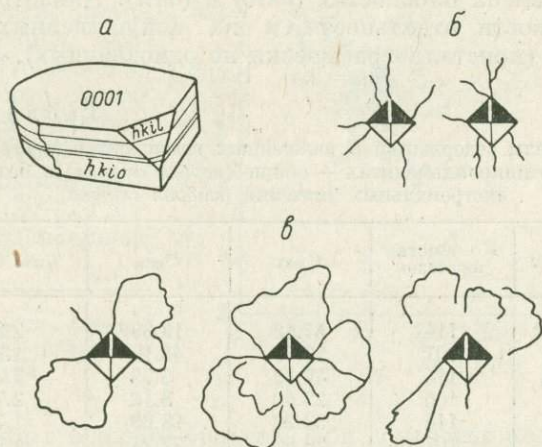


Рис. 1. Схема расположения отполированных плоскостей на монокристаллах ильменита (а), форма трещиноватости вокруг отпечатков на поверхностях $hki0$ и $hki1$ (б) и 0001 (в).

ной сингонии отдельность в одном направлении может проявляться только в плоскости (0001) , что подтверждается оптической изотропией в шлифах, отполированных параллельно отдельности. Образцы при полировке ориентировались визуально, поэтому небольшие отклонения от плоскости (0001) возможны, но, по-видимому, весьма незначительны, так как не приводят к заметной оптической анизотропии.

На образцах перпендикулярно к плоскости отдельности пришлифовывались и полировались плоскости $(hki0)$ в поясе L_3 ; в двух относительно крупных образцах (обр. 3-1 и 3-2) были нарезаны и отполированы по две взаимно перпендикулярных плоскости $(hki0)$ и $(h_1k_1i_10)$ в поясе L_3 , а также плоскости $(hki1)$ под углом примерно 45° к оси L_3 (рис. 1, а).

Таблица 1

Значения твердости (в кГ/мм^2) на различных поверхностях зерен ильменита и коэффициенты анизотропии

Номер образца	$-H_{[0001]}$	$H_{[hki0]}$	$H_{[h_1k_1i_10]}$	$H_{[hki1]}$	$\frac{K}{H} \frac{hki0}{0001}$	$\frac{K}{H} \frac{hki0}{h_1k_1i_10}$	$\frac{K}{H} \frac{hki0}{hki1}$
3-1	543	793	771	774	1.46; 1.42	1.03	1.02
3-2	519	673	658	660	1.30; 1.27	1.02	1.02
3-2	564	721	—	—	1.28	—	—
3-4	549	816	—	—	1.49	—	—
3-5	531	702	—	—	1.32	—	—
3-6	549	678	—	—	1.24	—	—
3-7	504	732	—	—	1.45	—	—
3-8	505	702	—	—	1.39	—	—
3-9	572	823	—	—	1.44	—	—

Измерения твердости на всех отполированных плоскостях проводились с помощью микротвердометра ПМТ-3 по стандартной методике вдавливания (Лебедева, 1963). Нагрузка на индентор 100 Г, время спуска 15 сек., время статического действия нагрузки 5 сек. На каждую плоскость наносилось по 10—15 отпечатков и по ним вычислялись среднеарифметические значения. Результаты измерений приведены в табл. 1. Во всех изученных образцах значения твердости H на плоскости отдельности меньше, чем на плоскостях $(hki0)$ и $(hkil)$. Анизотропия твердости 1 рода на плоскости отдельности и на искусственных поверхностях $(hki0)$ и $(h_1k_1i_10)$ (кристаллографически не однозначных), а также 2 рода

Таблица 2

Пределы содержаний C важнейших компонентов (в вес.%) в пикроильменитах — общие (первая строка) и без экстремальных значений (вторая строка)

Окислы	Количество анализов	C_{\max}	C_{\min}	C_{\max}/C_{\min}
TiO ₂	114	57.12	19.88	2.88
	107	52.78	43.10	1.22
Fe ₂ O ₃	114	42.33	5.75	7.35
	106	22.40	8.16	2.74
FeO	114	33.20	18.63	1.78
	107	28.80	22.24	1.29
MgO	114	14.13	3.45	4.10
	106	13.29	5.25	2.53
Cr ₂ O ₃	90	3.11	0.04	77.8
	88	1.40	0.04	35.0

между плоскостями $(hki0)$, $(h_1k_1i_10)$ и $(hkil)$ весьма незначительна и выражается в обоих случаях коэффициентом анизотропии 1.02—1.03. Коэффициент $K_{H \frac{hki0}{0001}}$ составляет в среднем 1.38.

Рисунок трещин, сопровождающих отпечатки на разных поверхностях, различен. На искусственных поверхностях вокруг отпечатков образуются трещины хрупкого разрыва (рис. 1, б), тогда как на пинакоиде появляются горизонтальные трещины, идущие почти параллельно поверхности образца под отпечатком или вблизи него и выходящие на небольшом расстоянии от отпечатка на поверхность (рис. 1, в). В последнем случае трещины хрупкого разрыва проявляются слабо.

Переходя к зависимости твердости от химического состава минерала, кратко остановимся на главных особенностях химизма пикроильменита. Важнейшими его минералообразующими окислами являются TiO₂, Fe₂O₃, FeO и MgO; Cr₂O₃ в большинстве случаев содержится в количестве десятых долей процента, но иногда возрастает до 1—2% и более (табл. 2). Для каждого компонента в табл. 2 помимо общих пределов колебаний даны вариации, получаемые при исключении экстремальных значений; последние в некоторых случаях могли быть обусловлены примесью посторонних минералов, а также ошибками анализа.

Как видно в табл. 2, наибольшие колебания содержания характерны для хрома, окисного железа и магния. Содержание магния в пикроильменитах связано довольно четко обратной зависимостью с содержанием трехвалентного железа (рис. 2). Следовательно, один из этих компонентов (MgO или Fe₂O₃) в какой-то мере может являться важнейшим показателем особенностей химизма данного образца пикроильменита; дополнительную полезную информацию может дать содержание Cr₂O₃. Поэтому мы сочли возможным изучить твердость для имевшихся в нашем распоряжении 20 образцов, проанализированных на MgO и Cr₂O₃, из различ-

ных кимберлитовых трубок. Каждый образец представлял собой один крупный мономинеральный желвак. Содержание MgO в этой серии образцов колеблется от 4.38 до 13.22%, Cr_2O_3 — от 0.05 до 2.32%.

Поскольку минерал существенно анизотропен по твердости, полированный шлиф для каждого образца изготавливался из нескольких (не менее 5) мелких (1—4 мм) обломков, зацементированных в пластике. Обломки в шашках имеют случайную ориентировку. Замеры твердости проводились по методике, описанной выше. Чтобы получить достоверные и характерные для данного образца значения твердости, выполнялись массовые замеры (20—25 отпечатков) на разноориен-

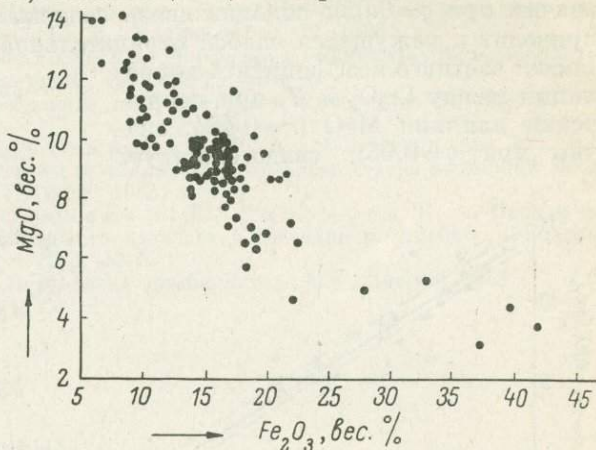


Рис. 2. Зависимость между содержаниями MgO и Fe_2O_3 в ильменитах.

тированных срезах в одном брикете. При обработке полученных результатов применялся метод нахождения наиболее вероятных значений твердости путем построения вариационных кривых (Лебедева, 1963, стр. 46).

Таблица 3

Твердость и содержание MgO и Cr_2O_3 в ильменитах

Номер образца	H , кг/мм ²	MgO , вес. %	Cr_2O_3 , вес. %
Ил-905	529	12.46	0.80
Ил-580	543	10.90	0.08
Ил-557	547	11.86	0.87
Ил-647	551	13.22	2.32
Ил-912	557	10.71	0.65
Ил-910	562	9.92	0.78
Ил-913	571	9.15	0.05
Ил-890	573	9.12	0.63
Ил-876	580	12.96	1.36
Ил-897	589	7.57	0.94
Ил-891	593	9.09	1.28
Ил-904	597	6.10	0.25
Ил-889	601	8.80	1.14
Ил-896	619	7.96	0.97
Ил-895	621	7.88	0.14
Ил-1063	630	5.24	0.20
Ил-874	641	4.38	0.20
Ил-882	644	6.17	0.20
Ил-893	644	6.46	0.80
Ил-873	668	4.64	0.71

В табл. 3 приведены результаты измерения твердости и содержания MgO и Cr_2O_3 в изученных образцах. На графиках (рис. 3 и 4) четко вырисовывается обратная зависимость твердости от содержания магния, а для хрома видимой связи с твердостью не обнаруживается. Для установления силы связи были вычислены коэффициенты парной корреляции r . Для пары $MgO-H$ $r = -0.87$ (значим при $q = 0.01$). Для пары Cr_2O_3-

$H r = -0.27$ (незначим при $q=0.05$). Едва ли отсутствие значимой связи между хромом и твердостью отражает действительную тенденцию, так как широко известны природные и искусственные соединения хрома, применяемые в качестве абразивов. Скорее всего, полученные результаты объясняются существованием слабой положительной корреляции между магнием и хромом в пикроильменитах (для нашей выборки $r = +0.54$ значим при $q=0.05$); сильная связь содержания магния с твердостью и приводит к кажущейся слабой отрицательной связи хрома с твердостью. Расчет частного коэффициента корреляции между Cr_2O_3 и H , при исключении влияния MgO ($r = 0.484$, значим при $q=0.05$), свидетельствует

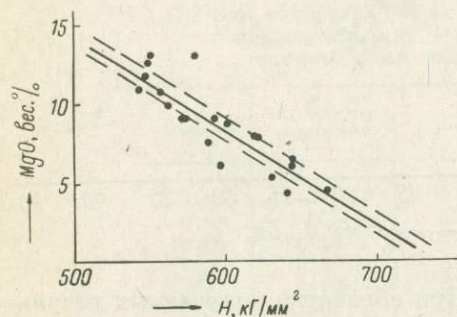


Рис. 3. Зависимость твердости ильменита от содержания MgO .

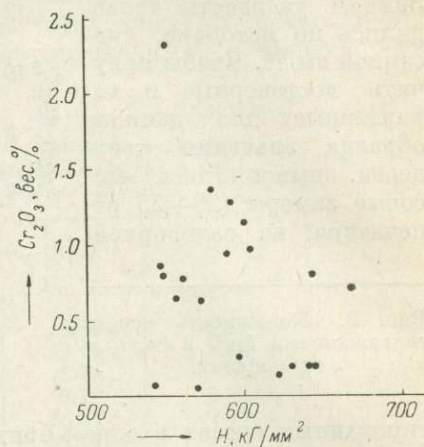


Рис. 4. Зависимость твердости ильменита от содержания Cr_2O_3 .

о слабой положительной связи между содержанием окиси хрома и твердостью.

Отрицательная связь между MgO и твердостью представляется вполне закономерной — уменьшение содержания магния в пикроильменитах соответствует возрастанию содержания Fe_2O_3 , т. е. гематитовой составляющей, а твердость гематита в общем выше, чем твердость ильменита (Вольнский, 1966). Для пары $MgO-H$ рассчитано уравнение линейной регрессии $MgO(\%) = 43.8559 - 0.0592 H$. С целью изучения возможности использования построенного графика для определения содержания магния нами рассчитана также 95%-я доверительная зона регрессии $y - \eta = t S_y$, где y — рассчитанное уравнение регрессии; η — теоретическое уравнение регрессии; S_y — среднеквадратичное отклонение функции; t — значение t -распределения при выбранной доверительной вероятности $p=0.95$. Рассчитанное уравнение регрессии и 95%-я доверительная зона регрессии нанесены на графике (рис. 3). Для зависимости MgO от твердости максимальное значение величины $t S_y$ равно 0.74.

В пикроильменитах, как отмечено, существует обратная связь MgO с Fe_2O_3 (Лазько, 1971) и слабая прямая связь MgO с TiO_2 . Следовательно, содержание Fe_2O_3 также будет четко коррелироваться с твердостью. Колебания содержания TiO_2 в ильменитах относительно слабые (табл. 2) и, по-видимому, не будут существенно влиять на величину твердости. Построенный график $[MgO]-H$ позволяет оценить содержание в ильменитах окиси магния по величине твердости с точностью до $\pm 1\%$, относительная погрешность при этом составляет 8.4%. Таким образом, по величине твердости можно приближенно определять особенности химического состава ильменита из кимберлитов.

Авторы выражают благодарность Н. С. Маковской за помощь в математической обработке наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

- Бобрневич А. П., Илупин И. П., Козлов И. Т., Лебедева Л. И., Панкратов А. А., Смирнов, Г. И., Харьков А. Д. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М., «Недра», 1964.
- Волынский И. С. Определение рудных минералов под микроскопом. Т. I. М., «Недра», 1966.
- Ковальский В. В. Кимберлитовые породы Якутии и основные принципы их петрогенетической классификации. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Лазько Е. Е. Некоторые вопросы изоморфизма в ильменитах из кимберлитов Якутии. — Минер. сб. Львовск. унив., 1971, № 25, вып. 1.
- Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Милашев В. А., Крутойрский М. А., Рабкин М. И., Эрлих Э. Н. Кимберлитовые породы и пикритовые порфиры северо-восточной части Сибирской платформы. — Тр. НИИГА, 1963, т. 126.
- Прокопчук Б. И., Сочнева Э. Г., Скосырев В. А. Первая находка реликтов отложения карбонового возраста в бассейне р. Анабар (Западная Якутия). — ДАН СССР, 1970, т. 193, № 5.
- Францессон Е. В. Петрология кимберлитов. М., «Недра», 1968.

Л. В. ЧЕРНЫШЕВА, В. Г. ФОМИНЫХ
В. Н. ШЕВЧЕНКО, Л. С. ДУВАКИНА

О ФАЗОВОМ СОСТАВЕ, СТРУКТУРАХ И СВОЙСТВАХ МАГНЕТИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАЛЫЙ КУЙБАС

Большинство высокотемпературных магнетитов относится к гетерогенным образованиям, состоящим из нескольких минеральных фаз — продуктов распада твердого раствора (магнетит, ильменит, ульвошинель, шинель, магнезиоферрит и др.). Электронномикроскопическими исследованиями установлено, что даже те из них, которые ранее считались гомогенными, характеризуются микронеоднородным строением (Nickel, 1958; Мясников, Боярская, 1965; Богатиков и др., 1971). Применение микрорентгеноспектрального анализа в сочетании с электронномикроскопическими, термомагнитными и другими методами исследования позволяет получить ряд новых данных о фазовом составе магнетитов, формах выделения продуктов распада твердого раствора и распределении изоморфных примесей между магнетитом и его микровключениями. Магнетиты классических титаномагнетитовых месторождений Урала до настоящего времени такому комплексному исследованию не подвергались. Авторами детально изучены образцы типичных магнетитов из массивных и вкрапленных руд месторождения Малый Куйбас (Южный Урал), состав и свойства которых приведены в таблице.

Малый Куйбас относится к числу богатых по содержанию титана магматических месторождений, генетически и пространственно связанных с габбро-диабазами (I интрузивная фаза) Магнитогорского интрузивного комплекса ниже-среднекаменноугольного возраста, сложенного в основном гранитами и граносиенитами (II интрузивная фаза). Рудовмещающие породы представлены близкими по составу разновидностями полосчатых габбро, отличающимися лишь по размеру зерен и соотношению породообразующих (авгита и лабрадора) и рудных минералов.

Руды месторождения представлены двумя морфологическими типами — массивными и вкрапленными. Магнетит является главным рудным минералом как массивных, так и вкрапленных руд. Содержание его в мас-

Таблица

Состав и свойства магнетитов месторождения Малый Куйбас

Состав и свойства магнетитов		Массивная руда		Вкрапленная руда
		> 10% TiO ₂	около 10% TiO ₂	< 10% TiO ₂
Минералы—продукты распада твердого раствора, %	Ульвошпинель	} 30	Около 30	Меньше 20
	Ильменит			
	Шпинель	10	10	10
Морфологические типы структур распада твердого раствора	Микроскопические	Ориентированные по (100) и (111) тонкопластинчатые (ильменит и шпинель); веретенообразные и тонкосетчатые типа структуры «волокна ткани» (ульвошпинель и ильменит); изометричные, эмульсионные (шпинель)	Ориентированные по (100) и (111) тонкопластинчатые (ильменит и шпинель); веретенообразные и тонкосетчатые типа структуры «волокна ткани» (ульвошпинель и ильменит); изометричные эмульсионные (шпинель)	Ориентированные по (100) тонкопластинчатые (шпинель); редкие пластинчатые и веретенообразные (ульвошпинель и ильменит); изометричные, эмульсионные (шпинель)
	Электронномикроскопические	Ориентированные плосчатые (ульвошпинель и ильменит)	Крупнорешетчатые (ульвошпинель и ильменит)	Тонкорешетчатые, спорадически развитые (ульвошпинель и ильменит)
Магнитные свойства	Намагниченность насыщения σ_s , гс·см ³ /г	40.8	43.3	43.9
	Коэрцитивная сила H_c , э	135	147	96
	Точка Кюри θ_K , °C	540	545	542
Твердость H , кг/мм ²		$\frac{474-514}{501}$	$\frac{464-642}{512}$	$\frac{607-642}{641}$
Отражательная способность $R_\lambda = 589$ н.м		16.5	18.6	18.4
Параметр элементарной ячейки a_0 , Å		8.394±0.008	8.385±0.004	8.401±0.004
Элементы-примеси, вес. %	TiO ₂	12.0 (11.0)	10.0	8.0 (7.8)
	MgO	3.9 (1.6)	2.5	2.05 (1.2)
	Al ₂ O ₃	3.9 (1.2)	4.4	4.1 (1.5)
	MnO	0.63 (0.44)	0.52	0.43 (0.22)
	V ₂ O ₃	0.48 (0.51)	0.51	0.65 (0.77)
	Cr ₂ O ₃	0.011 (0.1)	0.014	0.047 (0.095)
	NiO	0.05	0.04	0.03
	CoO	0.018	0.02	0.02
	Sc ₂ O ₃	0.0031	0.0023	0.0024

Примечание. Средние содержания элементов-примесей в магнетите приведены по данным количественного спектрального анализа, в скобках — результаты анализов на микрозонде JXA-3A.

сивных рудах достигает 98—99% (лишь 1—2% приходится на долю первичного ильменита), во вкрапленных — не выше 60%, причем во вкрапленных рудах доля первичного ильменита возрастает до 5—10%.

Микроскопическое изучение показывает, что магнетит как в массивных, так и во вкрапленных рудах образует ксеноморфные, реже идиоморфные и округлые зерна размером от 0.1 до 2 мм, выполняющие промежутки между выделениями нерудных минералов и образующие аллотриоморфнозернистые сростания друг с другом и с зернами первичного ильменита (размер индивидов от 0.1 до 1 мм).

Магнетиты массивных руд характеризуются неоднородным строением, обусловленным присутствием различных продуктов распада твердого раствора. В них постоянно наблюдаются многочисленные штриховидно-пластинчатые и игольчатые, реже изометричные выделения шпинели, ориентированные по направлению (100), иногда (111), магнетита с образованием двух или трех систем параллельных рядов. Длина пластинок от 0.1 до 2 мм, толщина от 0.001 до 0.01 мм. В магнетите очень часто фиксируются также тонкопластинчатые и веретенообразные выделения ульвошпинели (Фоминых и др., 1965) длиной до 10—20 мкм и шириной до 1—2 мкм, видимые лишь при больших увеличениях ($\times 1000$) и располагающиеся обычно параллельно пластинчатым выделениям шпинели по (100). Ульвошпинель образует тонкорешетчатые и тонкосетчатые (типа структуры волокна ткани) сростания с магнетитом. Более крупные пластинки шпинели часто окаймляются симметрично расположенными пластиночками ульвошпинели (рис. 1). Во многих случаях отмечается образование ильменита при окислении ульвошпинели, приводящее к тому, что геометрически правильная прямоугольная сетка ульвошпинели в магнетите нарушается и образуются мелкие веретенообразные выделения ильменита, ориентированные как по преобладающим направлениям развития ульвошпинели (100), так и по направлениям (111), характерным для ильменита. Реже в магнетитах встречаются также отдельные грубо- или тонкопластинчатые выделения ильменита. Крупные самостоятельные зерна первичного ильменита, часто наблюдающиеся в сростаниях с магнетитом, отличаются двойниковым строением и иногда содержат ориентированные микровключения магнетита (магнетоильменит).

Электронномикроскопическое изучение магнетитов выявило в них своеобразные структуры распада твердого раствора, образованные сростаниями магнетита и ульвошпинели, сходные со структурами, ранее обнаруженными в высокотемпературных магнетитах Квебека (Nickel, 1958) и Кольского полуострова (Мясников, Боярская, 1965). Магнетиты массивных и вкрапленных руд месторождения Малый Куйбас характеризуются различными формами выделения ульвошпинели, что связано с различными содержаниями в них титана.

В массивных рудах с высокими содержаниями титана (более 10% TiO_2) ульвошпинель развивается в виде полос, закономерно ориентированных по направлениям (100) магнетита между «блоками» магнетита с прямоугольными, квадратными, реже треугольными формами сечений (рис. 2).

В массивных рудах с содержаниями титана до 10% для магнетита и ульвошпинели характерны решетчатые сростания, образованные пластинчатыми выделениями ульвошпинели, ориентированными по двум направлениям, пересекающимся под прямым углом (рис. 3). Размер прямоугольных ячеек сетки до 1×4 мкм.

По данным микродифракции, в сетчатых выделениях, развивающихся между «блоками» магнетита, установлены две фазы: ульвошпинелевая ($a_0 = 8.50 - 8.54 \text{ \AA}$) и ильменитовая. Наряду с микроскопическими наблюдениями, это еще раз подтверждает, что ульвошпинель замещается ильменитом. Иногда наблюдаются локальные участки решетчатого или

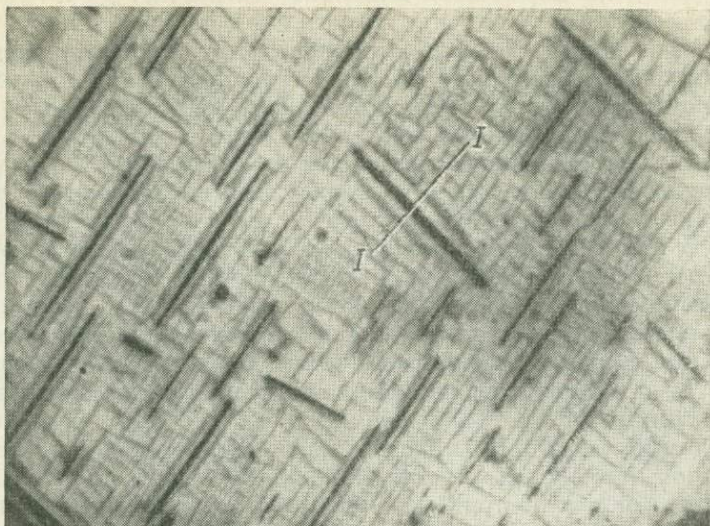


Рис. 1. Сетчатые срастания ульвошпинели (серое) с магнетитом (светлое). Выделения шпинели (черное) симметрично окаймляются пластиночками ульвошпинели. Массивная руда. Обр. 96/59. Полированный шлиф, иммерсия, увел. 1000.

I—I — линия записи концентрационных кривых (см. рис. 6).



Рис. 2. Ориентированные по (100) полосы ульвошпинели (частично замещенной ильменитом) между «блоками» магнетита кубической прямоугольной, реже треугольной формы сечений. Массивная руда. Обр. 96/59. Углеродная реплика со скола магнетита, протравленного в HCl (время травления 45 сек.). Увел. 13 000.

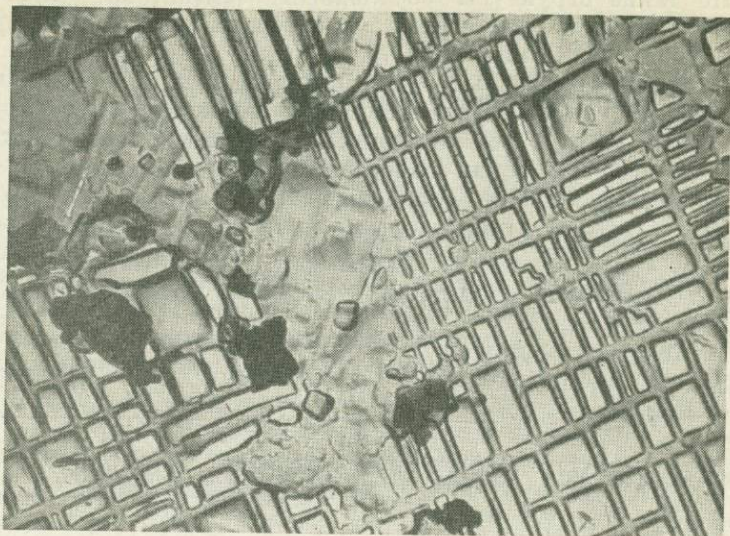


Рис. 3. Решетчатые сростания магнетита и ульвошпинели. Мелкие изометричные (косо расположенные к решетке) зерна — шпинель. Массивная руда. Обр. 46/59. Угольная реплика со скола магнетита, протравленного в HCl (время травления 40 сек.). Увел. 20 000.

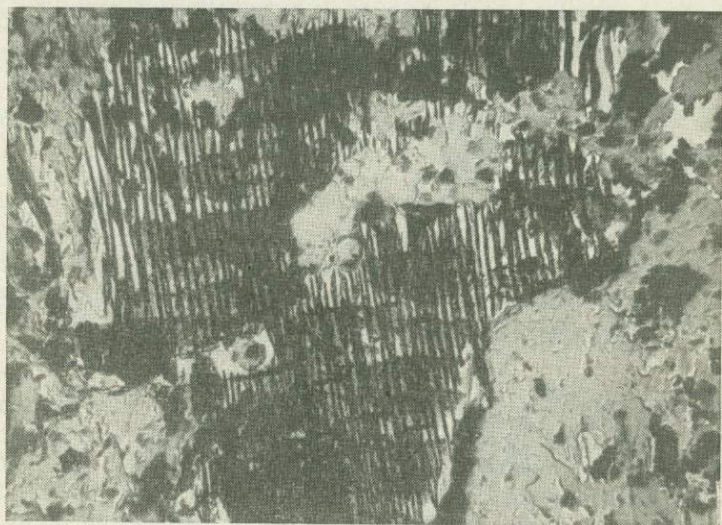
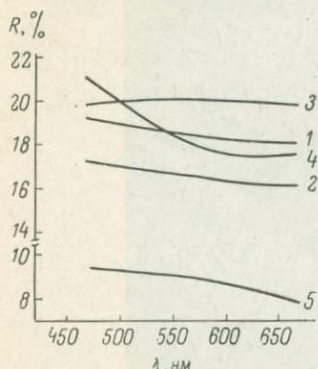


Рис. 4. Спорадически развитые тонкорешетчатые сростания ульвошпинели ($a_0 \approx 8.50 \text{ \AA}$) с магнетитом. Вкрапленная руда в пироксено-плагиоклазовом мелкозернистом габбро. Обр. 140/59. Угольная реплика с извлечением со скола магнетита, протравленного в HCl (время травления 50 сек.). Увел. 15 000.

«блочного» строения на фоне магнетита с минеральными фазами, ориентированными косо к прямоугольной сетке ульвошпинели. Вполне возможно, что такие структуры обусловлены замещением ульвошпинели ильменитом, который приобретает характерные для него направления ориентировки по (111) магнетита.

В магнетитах вкрапленных руд с более низким содержанием титана ($< 10\% \text{ TiO}_2$) ульвошпинель образует тонкорешетчатые сростания



с магнетитом, развитые спорадически в зернах гомогенного магнетита (рис. 4).

Магнитные свойства магнетитов как массивных, так и вкрапленных руд характеризуются невысокими значениями намагниченности насыщения (от 40.8 до 44 гс·см³/г). Это объясняется присутствием в магнетите немагнитных минеральных фаз (шпинель и различного состава ульвошпинель и ильменит),

Рис. 5. Кривые дисперсии отражения магнетитов из массивной (1) и вкрапленной (2) руд, гомогенного магнетита (3), ильменита (4) и шпинели (5).

несколько пониженными значениями точек Кюри (от 540 до 545° С), связанными с небольшими содержаниями изоморфных примесей титана, магния и алюминия в виде ульвошпинелевого (до 4—4.5 мол. % Fe_2TiO_4), магнезиоферритового и шпинелевого компонентов, а также наличием дополнительных точек Кюри в области отрицательных температур, свидетельствующих о присутствии самостоятельных титансодержащих минеральных фаз (ульвошпинель и ильменит различного состава). Более высокие значения коэрцитивной силы магнетитов массивных руд (135—147 э) по сравнению с магнетитом вкрапленных руд (96 э) обусловлены более тонкозернистым строением массивных руд.

Твердость микроскопически гомогенных участков магнетитов, измеренная на приборе ПМТ-3 (нагрузка 100 Г), колеблется от 501—512 (массивные руды) до 641 кГ/мм² (вкрапленные руды), что связано с особенностями внутреннего строения магнетитов, а также с присутствием и неравномерным распределением в них различных субмикроскопических включений (продуктов распада твердого раствора) в большей степени, чем с особенностями их химического состава. Более низкие значения твердости образцов магнетитов из массивных руд по сравнению с магнетитами вкрапленных руд обусловлены тонкозернистым строением, а также характером микросрастаний магнетита с ульвошпинелью и ильменитом.

Отражательная способность ($R_{\lambda=589 \text{ нм}}$) магнетитов, измеренная на приборе «Яшма» (эталон СТФ-351), характеризуется пониженными абсолютными значениями (18.5, иногда до 16.8%), что, скорее всего, объясняется тонкими сростаниями магнетита с ульвошпинелью, обладающей более низким отражением. Установлено, что образцы магнетита, обогащенные ульвошпинелью, характеризуются минимальными абсолютными значениями отражения ($R=16.5\%$).

Присутствие субмикроскопических включений — продуктов распада твердого раствора (ульвошпинель, ильменит и шпинель) — оказывает влияние на форму кривых дисперсии отражения изученных магнетитов. Кривые дисперсии отражения гомогенных магнетитов (Волюнский, 1966; Hausmann, Gehlen, 1970) характеризуются очень пологим равномерным подъемом от фиолетовой области спектра к красной (максимум при $\lambda=630-650 \text{ нм}$). Дисперсия отражения изученных магнетитов характеризуется кривой, опускающейся от фиолетового конца спектра к красному,

с более крутым спуском в синей и зеленой областях спектра (рис. 5). Сравнение кривых дисперсии отражения изученных образцов магнетита с соответствующими кривыми ильменита и шпинели показывает, что необычная форма кривых магнетита обусловлена тесными срастаниями его с субмикроскопическими выделениями ильменита (ульвошпинели) и шпинели, для которых характерно повышение отражения в синей и зеленой областях спектра.

П а р а м е т р ы элементарной ячейки изученных магнетитов колеблются от 8.385 ± 0.004 до $8.394 \pm 0.008 \text{ \AA}$ и в основном близки к параметру ячейки чистого магнетита ($a_0 = 8.3963 \text{ \AA}$). Более высокие значения a_0 ($8.401 \pm 0.004 \text{ \AA}$) указывают на вхождение в состав магнетита ульвошпинелевого компонента в большей степени, чем магнезиоферритового.

Э л е м е н т ы - п р и м е с и в составе магнетитов массивных и вкрапленных руд месторождения Малый Куйбас следующие: титан, магний, алюминий, ванадий, хром, марганец, а также никель, кобальт и скандий. Большая часть этих элементов присутствует в магнетитах в составе продуктов распада твердого раствора (ульвошпинель, ильменит и шпинель) и в меньшей степени входит в состав самого магнетита в виде изоморфных примесей, что подтверждается микроскопическими, термомагнитными и рентгеноструктурными исследованиями.

Высокие содержания титана в магнетите обусловлены в основном присутствием ульвошпинели и ильменита, образующих с ним настолько тонкие срастания, что даже изучение на микрозонде микроскопически ($\times 1000$) гомогенных участков дает валовый состав магнетита с субмикроскопическими продуктами распада твердого раствора, хотя и исключает более крупные сосуществующие с магнетитом минеральные фазы и микровключения породообразующих минералов. Лишь небольшая часть титана (4—4.5 мол. % Fe_2TiO_4) изоморфно входит в состав магнетита (ульвошпинелевый компонент).

Повышенные содержания магния (2—3% MgO) и алюминия (до 4.4% Al_2O_3) в магнетитах объясняются присутствием микровключений шпинели, и лишь небольшая часть магния содержится в магнетите в виде изоморфной примеси (шпинелевый и магнезиоферритовый компоненты).

Различия в содержаниях титана в магнетитах массивных и вкрапленных руд месторождения Малый Куйбас (обогащение титаном магнетитов массивных руд) характерны для магнетитов большинства магматических месторождений Урала и других районов (Штейнберг, Фоминых, 1961, 1963, и др.). Как правило, содержание титана, а также и хрома в магнетите ряда месторождений находится в прямой зависимости от содержания магнетита в руде (магнетиты массивных руд более богаты титаном и хромом, чем магнетиты вкрапленных руд).

В распределении хрома и ванадия в изученных магнетитах наблюдается обратная картина. В магнетитах массивных руд содержания хрома и ванадия, как правило, ниже (0.011—0.014% Cr_2O_3 и 0.48—0.51% V_2O_5), чем в магнетитах вкрапленных руд (0.047% Cr_2O_3 и 0.65% V_2O_5). Изучение на микрозонде наиболее гомогенных участков магнетита с пониженными содержаниями титана показало, что они обычно характеризуются повышенными концентрациями хрома (до 0.095% Cr_2O_3) и ванадия (до 0.70% V_2O_5). Построенные на основании точечных анализов на микрозонде графики содержаний титана и хрома, титана и ванадия также свидетельствуют об отрицательной корреляции между этими парами элементов.

Содержание марганца в магнетитах меняется от 0.43 до 0.63% MnO и обычно более высокое в магнетитах массивных руд (0.52—0.63%) по сравнению с магнетитами вкрапленных (0.43%). По данным микрорентгеноспектрального анализа, содержание марганца в «гомогенных» участках магнетита ниже (0.22—0.44 MnO), чем в валовых пробах магнетита (0.43—

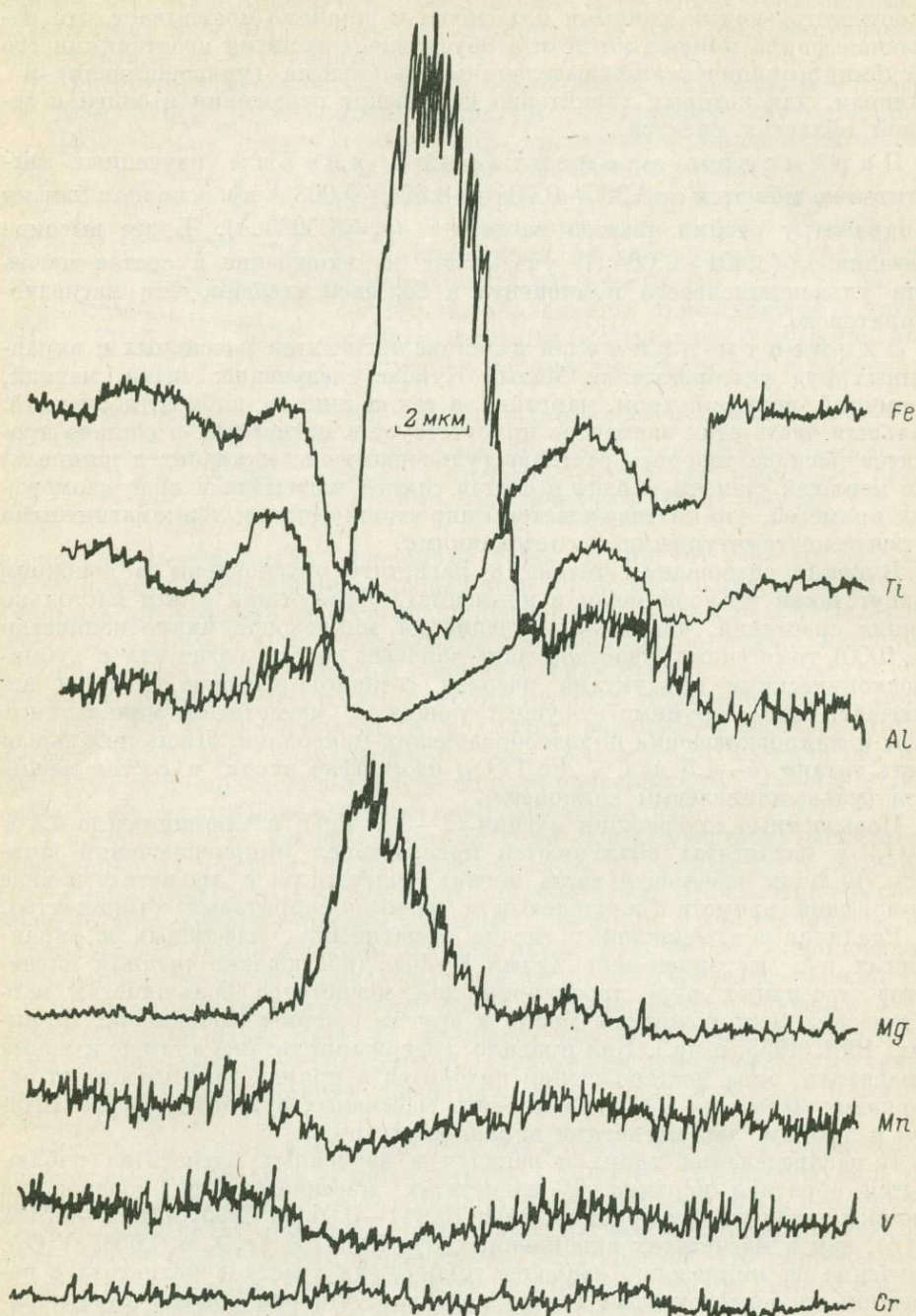


Рис. 6. Распределение элементов-примесей Ti, Mg, Al, Mn, V, Cr и железа в гетерогенном магнетите с микровключениями — продуктами распада твердого раствора. Запись по линии I—I (см. рис. 1). Массивная руда. Обр. 96/59.

0.63% MnO). Построенные по точечным анализам на микрозонде графики содержаний титана и марганца фиксируют четкую положительную корреляцию между этими элементами.

Повышенные содержания ванадия и хрома и повышенные концентрации марганца в наиболее гомогенных участках магнетита (по данным микрорентгеноспектрального анализа) по сравнению с содержаниями их в валовых пробах магнетита свидетельствуют о том, что ванадий и хром предпочтительнее входят в состав самого магнетита, а марганец — в состав титаносодержащих микровключений (ильменит и ульвошпинель). Распределение элементов-примесей в магнетите наглядно иллюстрируется записью концентрационных кривых на микрозонде по участку, где наблюдаются тонкие сростания магнетита с различными продуктами распада твердого раствора (рис. 6).

Широкое развитие микросрастаний магнетита с ульвошпинелью с образованием тонкосетчатых структур (типа волокна ткани) по направлениям (100), а также возникновение ильменита в результате окисления ульвошпинели по тем же направлениям или в виде веретенообразных выделений по (111) свидетельствуют о том, что окисление главной массы ульвошпинели происходило после распада твердого раствора $\text{Fe}_3\text{O}_4\text{—Fe}_2\text{TiO}_4$ при температурах, более низких, чем температура магнетито-ульвошпинелевого сольвуса (600°C) в условиях затрудненной диффузии вещества, с образованием ильменита непосредственно на месте окисления. Не исключено, что часть хорошо оформленных пластинчатых выделений ильменита могла возникнуть при окислении ульвошпинели при более высоких температурах, выше температуры магнетито-ульвошпинелевого сольвуса (Duchesne, 1970). Сам факт присутствия структур распада твердого раствора $\text{Fe}_3\text{O}_4\text{—Fe}_2\text{TiO}_4$ в магнетитах месторождения Малый Куйбас указывает на образование их при температурах не ниже 600° и на низкую фугитивность кислорода во время их кристаллизации — $P_{\text{O}_2} \approx 10^{-20}\text{—}10^{-22}$ атм. (Buddington, Lindsley, 1964).

ЛИТЕРАТУРА

Богатиков О. А., Боярская Р. В., Карпова О. В. Неоднородность титаномагнетита. — В кн.: Вопросы однородности и неоднородности минералов. М., «Наука», 1971.

Вольнский И. С. Определение рудных минералов под микроскопом. Т. I. М., «Недра», 1966.

Мясников В. С., Боярская Р. В. Некоторые особенности титаномагнетитов и электронномикроскопическое их исследование. — Геология рудных месторождений, 1965, т. 7, № 3.

Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. О распределении элементов-примесей в титаномагнетитах Урала. — ДАН СССР, 1961, т. 139, № 6.

Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. Титаномагнетиты изверженных горных пород Урала и связанных с ними титаномагнетитовых месторождений. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. I. Свердловск, 1963.

Фоминых В. Г., Еремина М. В., Юников Б. В. Ульвошпинель в титаномагнетитовых месторождениях Урала. — Тр. Геол. инст. УФАИ СССР, 1965, вып. 70, № 6.

Buddington A. P., Lindsley D. H. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. — J. Petrology, 1964, v. 5, № 2.

Duchesne J. C. Microtextures of Fe-Ti oxide minerals in the South-Rogaland anortositic complex (Norway). — Annales. Soc. Geol. Belgique, 1970, t. 93, № 3.

Hausmann K., Gehlen K. Reflectance and microhardness of bornite, galena, pyrite and magnetite. — Neues Jahrb. Mineral. Monatshefte, 1970, H. 11.

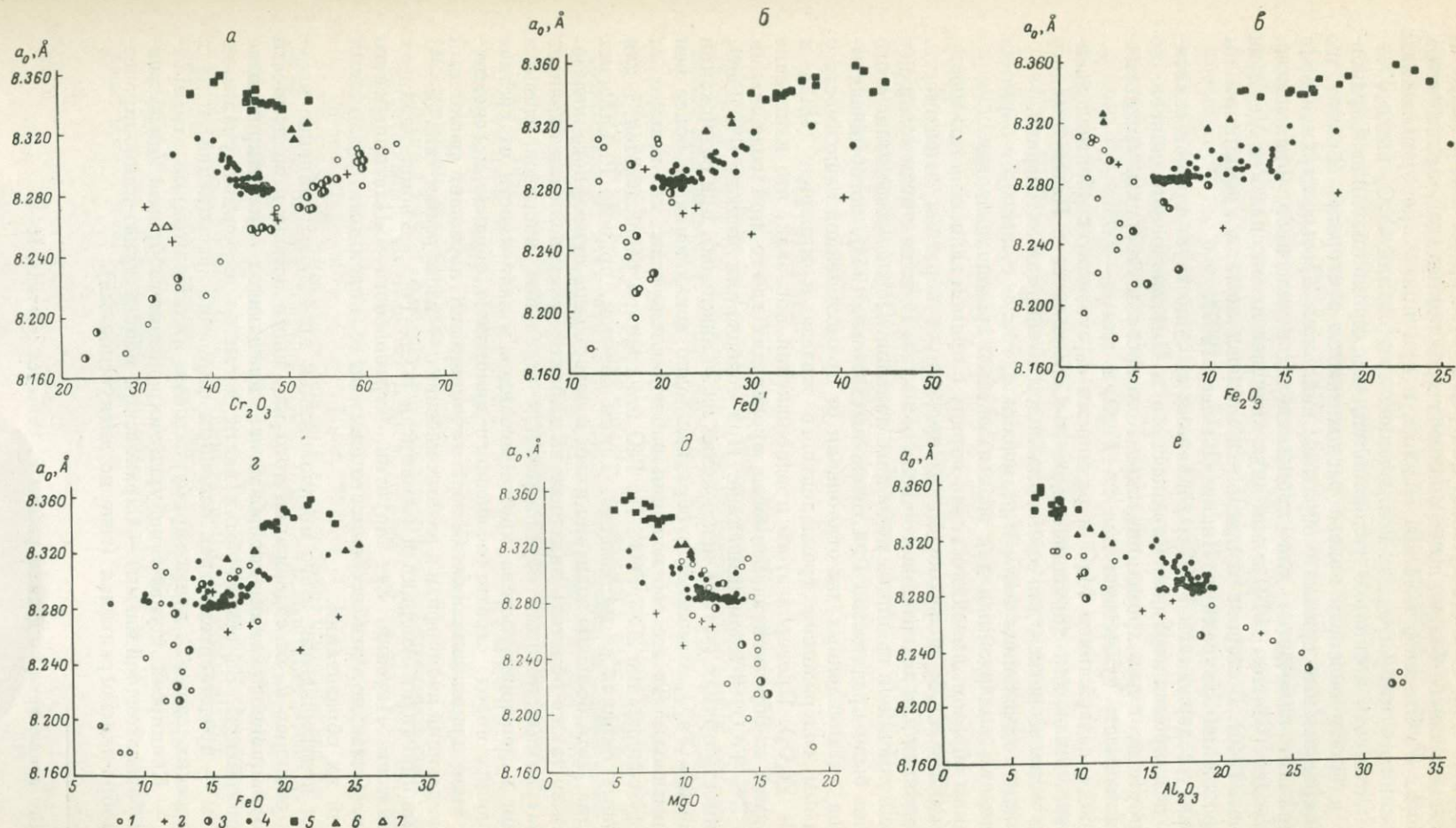
Nickel E. H. The composition and microtexture of an ulvospinel—magnetite intergrowth. — Canad. Miner., 1958, v. 6, pt. 2.

О КОРРЕЛЯЦИИ МЕЖДУ СОСТАВОМ И РАЗМЕРАМИ РЕБРА ЭЛЕМЕНТАРНОЙ ЯЧЕЙКИ ХРОМШПИНЕЛИДОВ

Вопросом о зависимости между составом и размерами элементарной ячейки хромшпинелидов многочисленные исследователи занимались более 40 лет. Впервые подобное исследование провели Г. Л. Кларк и А. Элли (Clark, Allu, 1932), обнаружившие на пяти образцах хромитовых руд, что с увеличением содержания Al_2O_3 размер a_0 уменьшается. Затем Р. Стивенс (Stevens, 1944) в его классической работе по хромшпинелидам западного полушария установил прямую зависимость между содержанием Cr_2O_3 и размерами a_0 , за исключением двух проб из массива Ред Маунтин на Аляске. Большинство последующих работ в той или иной форме повторило его результаты. В. И. Михеев (1957) сослался на вывод Р. Стивенса, М. Д. Желязкова-Панайотова (1961) подтвердила его для хромшпинелидов Болгарии, Д. Д. Макгрегор и Ш. Смит (Macgregor, Smith, 1964) — для хромшпинелидов горы Альберт в Канаде (приводимая ими зависимость несколько не совпадает с прямой Р. Стивенса), И. И. Чупрынина и М. Т. Дмитриева (Павлов и др., 1968), а также Л. И. Колотилов и С. М. Горяев (1960) — для хромшпинелидов Кемпирсая, А. Г. Панагос (1969) — для хромшпинелидов Греции, Ш. Г. Голдинг и К. Р. Джонсон (Golding, Johnson, 1971) — для хромшпинелидов массива Кулак в Австралии, Б. А. Мальков и др. (1972) — для хромшпинелидов из кимберлитов. Т. А. Смирнова (1968) показала, что хромшпинелиды резко различного состава в общем могут иметь одинаковый параметр a_0 (к такому же выводу пришли Л. И. Колотилов и С. М. Горяев, 1969) и, кроме того, отметила важность учета Fe_2O_3 при определении содержания Cr_2O_3 по графику Р. Стивенса. Однако ни в одном случае не было выявлено существенного отклонения от закономерности, установленной Р. Стивенсом, кроме отмеченных им двух анализов хромшпинелида из массива Ред Маунтин на Аляске.

В 1969 г. при изучении хромшпинелидов сарановского комплекса на Западном Урале нами было установлено, что они не подчиняются правилу Р. Стивенса. Аналогичные исследования проведены также на хромшпинелидах других массивов, в частности массивов Платиноносного пояса Урала. Размеры ребра элементарной ячейки хромшпинелидов определялись экспрессным методом в камере РКЭ конструкции С. С. Квитки и М. М. Уманского (1951). Съемка производилась на медном нефильтрованном излучении (35 кв, 18 ма) при расстоянии от образца до пленки 60 мм. Экспозиция каждой пробы составляла 30 мин. Фокусировалась линия 773 (951) $Cu_{K\alpha_1}$ при θ , равном 72.5—74.5°. Измерения снимков, выполненные с точностью 0.05—0.1 мм, обеспечили определение a_0 с ошибкой не более $\pm 0.001 \text{ \AA}$, что подтверждено контрольными измерениями параметров хромшпинелидов нескольких проб при съемке в цилиндрических камерах диаметром 57 и 114 мм.

Были определены размеры a_0 и 76 проб хромшпинелидов разных генетических типов из гипербазитов и хромитов Сарановского пояса, 15 проб аксессуарного хромшпинелида из дунитов горы Соловьевой, 3 пробы аксессуарного хромшпинелида из дунитов Желтой Сопки (массив Денежкин Камень) Платиноносного пояса Урала. Кроме того, использовались 26 определений a_0 Р. Стивенса (Stevens, 1944), 15 определений, приведенных в работе Н. В. Павлова, Г. Г. Кравченко, И. И. Чупрыниной (1968), и единичные измерения a_0 хромшпинелидов из некоторых других массивов, всего свыше 135 определений. Значения графически коррелировались с содержаниями основных окислов хромшпинелида (см. рисунок).



Изменение размера a_0 в зависимости от содержания в хромшпинелиде (в вес.%) Cr_2O_3 (а), FeO' (б), Fe_2O_3 (в), FeO (г), MgO (д) и Al_2O_3 (е).
 Хромшпинелиды: 1 — из Кемпирская (Павлов и др., 1968); 2 — из массива Ред Маунтин (Stevens, 1944); 3 — из альпинотинных гипербазитов штатов Орегон, Вашингтон и Калифорния (Stevens, 1944); 4 — из Сарановского пояса, Урал; 5 — из дунитов горы Соловьевой, Урал; 6 — из дунитов Желтой Сопки, Урал; 7 — из массива Фискенесет, Гренландия (Ghisler, 1970).

Как видно из соответствующих диаграмм, в то время как размеры a_0 для подавляющего большинства анализов хромшпинелидов, приведенных в работах Р. Стивенса и Н. В. Павлова и др., прямо пропорциональны содержанию в них Cr_2O_3 (за исключением содержаний Cr_2O_3 выше 60%, где зависимость несколько усложняется), все хромшпинелиды Сарановского и Платиноносного поясов располагаются в стороне, образуя две грубопараллельные прямые с обратным наклоном. Третья, параллельная им прямая, намечается для хромшпинелидов массивов Фискенессет, Гренландия (Ghisler, 1970) и для двух анализов из массива Ред Маунтин (Stevens, 1944). В стороне от прямой Р. Стивенса лежат и хромшпинелиды месторождения Наусахи в Индии (Halder, 1967).

Между содержанием FeO' и размерами a_0 существует прямая зависимость для хромшпинелидов Сарановского и Платиноносного поясов, но она отсутствует для хромшпинелидов Кемпирсая и Америки. Аналогичная зависимость существует для a_0 — Fe_2O_3 и для a_0 — FeO .

Между содержанием MgO и размерами a_0 существует обратная зависимость, четкая для хромшпинелидов из Сарановского и Платиноносного поясов и менее четкая для хромшпинелидов Кемпирсая и Америки.

Между содержанием Al_2O_3 и размерами a_0 также существует обратная зависимость, выдержанная для всех известных хромшпинелидов.

Таким образом, выяснилось, что наряду с прямой зависимостью между содержанием Cr_2O_3 и размерами a_0 существует обратная зависимость, справедливая для значительного числа объектов. В связи с этим возникает вопрос о причине и границах подобного явления. Первое объяснение этого явления было предложено Р. Стивенсом (Stevens, 1944), который связывал два установленных им отклонения от прямолинейной зависимости с ощутимым содержанием трехвалентного железа в минерале (18.24 и 10.83% Fe_2O_3). Проверка этого предположения показала, что изменение от прямой к обратной зависимости происходит где-то при содержании около 6% Fe_2O_3 в хромшпинелиде. При содержании меньше 6% Fe_2O_3 зависимость прямая (четыре исключения из 24 анализов), при содержании больше 6% Fe_2O_3 зависимость обратная (одно исключение из более чем 100 анализов).¹ Те же соотношения наблюдаются, если мы возьмем за границу содержание 20% FeO' . По FeO эта граница расплывается, а для остальных окислов ее не заметно. Таким образом, правота Р. Стивенса очевидна, хотя большое значение имеет и содержание суммарного железа.

Важно также обратить внимание на характер расположения анализов на диаграммах, который обусловлен для отдельных массивов главным образом изменением состава хромшпинелидов в зависимости от состава вмещающих пород, стратиграфического положения образца и генетического типа хромшпинелида. С этой точки зрения поражает различный преобладающий изоморфизм в разных массивах — изоморфизм типа Cr—Al в хромшпинелидах Америки и Кемпирсая и Cr—Fe^{3+} в хромшпинелидах Фискенессета Наусахи, Ред Маунтин, Сарановского и Платиноносного поясов. Очевидно, эти особенности связаны с коренными различиями условий их образования.

Для подтверждения этого предположения проведено сравнение изменения размеров a_0 от содержания того или иного окисла в зависимости от формационного типа гипербазитов, вмещающих анализированные хромшпинелиды. За основу были взяты детально изученные уральские массивы — представители трех основных формаций (ассоциаций) и двух генетических типов: дунит-гарцбургитовая (альпийские гипербазиты) — Кемпирсай, дунит-гарцбургит-пироксенит-габбровая (дифференциаты базальтоидной магмы) — Сарановский пояс и дунит-клинопироксенит-габбро-плаггиогранитная (генезис дискуссионный).

¹ Все исключения по данным работы Р. Стивенса (Stevens, 1944).

Как видно из диаграмм, наблюдается четкое различие между представителями базальтоидных и альпинотипных гипербазитов, особенно выразительное на диаграммах $a_0\text{—Cr}_2\text{O}_3$, $a_0\text{—FeO}'$ и $a_0\text{—Fe}_2\text{O}_3$. В пользу универсальности этого различия свидетельствуют анализы хромшпинелидов из альпинотипных гипербазитов Америки, аналогичные Кемпирсайским, и несомненно стратиформных комплексов Фискенессет (Ghisler, 1970) и Наусахи (Halder, 1967), близких сарановским. Четкое различие между альпинотипными и базальтоидными гипербазитами позволяет воспользоваться имеющимися диаграммами для оценки генетического типа дунитов Платиноносного пояса Урала. По нашему мнению, одинаковый характер изоморфизма, близкое содержание компонентов и распределение анализов на диаграммах свидетельствуют в пользу общности происхождения дунитов Платиноносного пояса Урала и базальтоидных гипербазитов. Противоречивые результаты, получаемые на основании данных Р. Стивенса для аналогичной ассоциации пород Аляски, нуждаются в дополнительной проверке.

Результаты исследования показали, что практическое использование графика Р. Стивенса ограничивается альпинотипными хромшпинелидами. В базальтоидных гипербазитах его применение возможно только для хромшпинелидов, отобранных из одного массива (или пояса однотипных массивов).

В заключение авторы выражают благодарность А. А. Ефимову за предоставление химических анализов и материала для определения a_0 хромшпинелидов гор Соловьевой и Желтой Сопки и Б. П. Царицыну за указание некоторых библиографических источников.

ЛИТЕРАТУРА

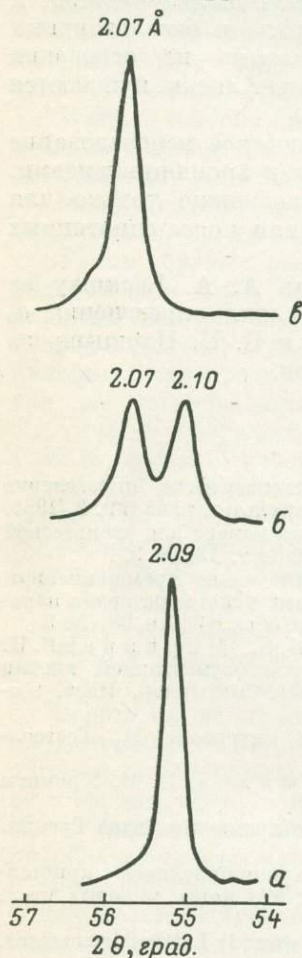
- Железнякова-Панайотова М. Д. Рентгенографское определение на хромшпинелидите. — Год. на СДУ, Б., геолого-геогр. факультет, т. 45, кн. 2, 1961.
- Квитка С. С., Уманский М. М. Рентгеновская камера для экспрессной съемки поликристаллов. — Изв. АН СССР, сер. физич., 1951, т. 15, № 2.
- Колотилов Л. И., Горяев С. М. Рудообразующие хромшпинелиды Кемпирсайского гипербазитового массива и связь их химического состава с параметрами кристаллической решетки. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1969, ч. 98, № 3.
- Мальков Б. А., Попова Т. Н., Бушueva Е. Б., Маринцев В. К. Хромшпинелиды из кимберлитов, зависимость параметров элементарной ячейки и ИК-спектров поглощения от состава. — Ежегодник, 1971. Сыктывкар, Инст. геологии Коми фил. АН СССР, 1972.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Гостеолтехиздат, 1957.
- Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М., 1968.
- Панагос А. Г. Рентгенографическое исследование хромшпинелидов Греции. Практика тис академийс Афинон, 1969.
- Смирнова Т. А. Корреляция состава природных хромшпинелидов с кристаллохимическими параметрами их решеток. — Тезисы докл. VII конф. молодых иссл. ВИМСа, ч. II, 1968.
- Clarc G. L., Ally A. X-ray examinations of chrome ores: 1) Lattice demensions, (II) Theoretical densities. — Amer. Miner., 1932, v. 2, № 2.
- Halder D. Some observation on the chromiferous ultramafic and the associated rocks around Nausahi, Keonjhar district Orissa. — Indian Miner., 1967, v. 21, № 3.
- Ghisler M. Pre-metamorphic folded chromite deposits of stratiform type in the early Precambrian of West Greenland. — Miner. Deposita, 1970, № 5.
- Golding H. G., Johnson K. R. Variation in gross chemical composition and related physical properties of podiform chromite in the Coolac district, New S. Wells, Australia. — Econ. Geol., 1971, v. 66, № 7.
- Macgregor D. D., Smith C. The use of chrome spinels in petrographic studies of ultramafic intrusions. — Canad. Miner., 1964, pt. 7, № 3.
- Stevens R. Composition of some chromites of the Western Hemisphere. — Amer. Miner., 1944, v. 29, № 1—2.

ТРОИЛИТ ИЗ ПОРОД КОАШВИНСКОГО АПАТИТО-НЕФЕЛИНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ХИБИНСКИЙ МАССИВ)

Сульфиды железа и меди были известны в пределах апатито-нефелиновых месторождений Хибинского массива с 1954 г., когда С. С. Курбатов и А. Ф. Михайлова обнаружили халькопирит в апатито-нефелиновых рудах горы Расвумчорр. Позднее О. Б. Дудкиным были описаны пирит и халькопирит в пределах Юкспорского месторождения (Дудкин и др., 1964). К. И. Поляковым найдены почти во всех разновидностях ийолит-уртитов Хибинского массива пирротин и пирит, в ряде пород или в единичных случаях установлены пентландит, халькопирит и марказит (Иванова и др., 1970).

При изучении минералогических особенностей Коашвинского месторождения нами отмечено относительно широкое развитие сульфидов в породах уртит-мельтейгитовой группы, преимущественно в непосредственной близости к апатито-нефелиновым телам. Сульфиды были встречены в скв. 522 на глубине 958.6, 1075.5 и 1373 м; в скв. 538 на глубине 364 м; в скв. 348 на глубине 95.0 м и в других. Содержание сульфидов достигает 2—3 объемн. %.

Рентгенометрическое изучение показало, что среди моносulfидов железа в породах Коашвинского месторождения присутствуют троилит и троилит в сростании с гексагональным пирротинном (см. рисунок). В настоящее время в месторождениях обнаружено широкое распространение троилита (Ясинская, Елисеев, 1963). Эти же авторы отмечали, что по составу к троилиту близки сульфиды железа из оруденелых роговиков южного контакта Хибинского массива. Однако проверка ряда образцов пир-



Запись отражения $(11\bar{2}4)$ пирротина, троилита и их сростаний в интервале 2θ 54—57°. ДРОН, Fe-излучение.

a — обр. 61, Коашва, троилит; б — обр. из скв. 538, Коашва, сростание троилита с гексагональным пирротинном; e — образец из Пирротинового ущелья, гексагональный пирротин.

ротина из приконтактных пирротинных месторождений по отражению $(11\bar{2}4)$ позволяет отнести их к гексагональным пирротинам (см. рисунок, e).

Троилитом является главная масса сульфидов в обр. 61 трахитоидного ийолита (скв. 522, глубина 958.5 м). Он образует мелкие до 0.1 мм неправильные по форме зерна, приуроченные в основном к более крупным кристаллам титаномагнетита. Нередко троилит выделяется в пирроксене вдоль трещинок спайности, реже в виде мелких зерен обособляется между зернами пирроксена, нефелина и сфена. В троилите встречены включения мелких неправильной формы обособлений пентландита, по краям зерен и по трещинкам троилит иногда замещается джерфшперитом.

Срастания троилита с гексагональным пирротинном обнаружены в скв. 538 на глубине 364 м в полевошпатовом ийолите. Это пластинчатые кристаллы до 5×5 мм в поперечнике и толщиной до 0.3 мм, приуроченные к скоплениям пироксена и титаномagnetита. Пластинки сульфидов наблюдаются и в крупных кристаллах пироксенов, где они незакономерно ориентированы по отношению к спайности, в зернах нефелина, между зернами титаномagnetита и сфена. Цвет минерала черный с бронзовым оттенком, на поверхности часто наблюдается медно-красная, реже фиолетовая побежалость. В аншлифах отчетливо видны тонкие вытянутые обособления

Таблица 1

Дисперсия отражения R (в %) троилита в диапазоне длин волн 441—692 нм

	441	471	484	516	553	593	622	665	692
$R_{\text{макс.}}$	38.1	34.5	36.0	38.7	40.5	41.0	43.2	43.2	43.1
$R_{\text{мин.}}$	27.3	28.7	30.4	31.9	34.5	34.8	36.5	37.6	37.8

Примечание. Установка ФМЭ-1, объектив 9*, эталон — пирит, дисперсия отражения которого измерена Л. Н. Вальсовым (ИГЕМ АН СССР). Аналитик Ю. Н. Нерадовский.

троилита на более светлом поле пирротина. Содержание железа и серы в этих различно окрашенных участках моносulfидов железа было определено на микроанализаторе MS-46 Я. А. Пахомовским. Состав светлых участков, соответствующих пирротину (в вес. %): Fe — 60.0, S — 39.15 и Co — 0.16; формула $\text{FeCoS}_{1.000}$; темных (троилит) Fe — 63.38 и S — 36.45; формула $\text{FeS}_{1.00}$. Аналогичные срастания троилита с пирротинном встречены и изучены в Талнахском и Октябрьском месторождениях (Шишкин и др., 1972).

Под микроскопом в отраженном свете троилит имеет кремовый цвет со слабым коричневым оттенком. Дисперсия отражения троилита приведена в табл. 1.

Твердость минерала измерена Ю. Н. Нерадовским на ПМТ-3 при нагрузке 50 Г, чувствительность нагружающего устройства проверена по галениту. Среднее значение твердости 310.4 кг/мм^2 (пределы колебания 349.7 — 244.5 кг/мм^2 при десяти измерениях).

Полный химический анализ sulfида обр. 61 выполнен из навески 0.600 г Г. П. Зайцевской (в вес. %): Fe — 61.10, Cu — 2.23, Ni — 0.25, Co — 0.07, S — 36.35, сумма 100.00. Пересчет химического анализа показал, что проба на 93.8% состояла из троилита ($\text{Fe}_{1.002}\text{Ni}_{0.003}\text{Cu}_{0.001}$) $_{1.006}$ · $\text{S}_{1.000}$ и на 6.2% — из халькопирита. Спектральным анализом в этой пробе обнаружено 0.001% свинца.

При сравнении дифрактограмм (см. рисунок) выявляются четкие различия троилита и гексагонального пирротина по положению отражения (1124), соответствующего межплоскостному расстоянию 2.09—2.10 Å у троилита и 2.07 Å у гексагонального пирротина. На порошкограмме троилита имеется 42 линии, многие из которых расщеплены (табл. 2). Так, в области больших углов имеется три четких отражения (3253), (3038) и (4152), характерные для троилита (Чувикина, Чешенко, 1970). На порошкограмме присутствует также линия (1011) с межплоскостным расстоянием 5.18 Å, которая у пирротиннов обычно отсутствует. Параметры элементарной ячейки троилита, рассчитанные по порошкограмме (в Å): $a_0 = 5.964 \pm 0.002$, $c_0 = 11.75 \pm 0.02$, $c_0/a_0 = 1.970$.

О характере распространения троилита в изученных породах сказать трудно, так как sulfиды железа чутко реагируют на изменения в составе

Результаты расчета дебаеграммы троилита

<i>I</i>	<i>hkl</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	<i>hkl</i>	$\frac{d}{n}$
3	10 $\bar{1}$ 1	4.73	4	22 $\bar{2}$ 2	1.445
6	11 $\bar{2}$ 0	2.98	1	31 $\bar{4}$ 1	1.423
8	11 $\bar{2}$ 2	2.655	6	22 $\bar{4}$ 4	1.329
3	20 $\bar{2}$ 1	2.517	4	11 $\bar{2}$ 8	1.317
2	20 $\bar{2}$ 3	2.152	1	40 $\bar{4}$ 1	1.284
10	11 $\bar{2}$ 4	2.091	2	21 $\bar{3}$ 7	1.272
4	21 $\bar{3}$ 1	1.923	3ш	31 $\bar{4}$ 5	1.222
4	21 $\bar{3}$ 3	1.746	3	22 $\bar{4}$ 6	1.187
8	1017	1.721	4	32 $\bar{5}$ 1	1.180
4	11 $\bar{2}$ 6	1.636	4ш	32 $\bar{5}$ 3	1.134
2	1017	1.595	7 α_1	30 $\bar{3}$ 8	1.1180
1	21 $\bar{3}$ 5	1.502	6 α_2	30 $\bar{3}$ 8	1.1176
5	0008	1.469	5ш	41 $\bar{5}$ 2	1.1074
			6 α_1	41 $\bar{5}$ 4	1.0526
			4 α_2	41 $\bar{5}$ 4	1.0527
			2р	40 $\bar{4}$ 7	1.0250
			3 α_1	33 $\bar{6}$ 0	0.9945
			1 α_2	33 $\bar{6}$ 0	0.9944

Примечание. Условия съемки: трубка БСВ-2, Fe-излучение, без фильтра, 45 кв, 16 ма, эксп. 13 час., диаметр камеры 114 мм, диаметр образца 0.3 мм, исправления вносились по снимку смеси образца с 1/4 NaCl, β -линии опущены.

рудного раствора. Троилит обычно образуется в условиях общего понижения концентрации серы в растворе или при контактовом воздействии сульфидного раствора с кристаллами магнетита. Оба эти случая можно наблюдать в породах Коашвинского месторождения. Температура при этом вряд ли играла определенную роль, поскольку троилит встречается в разнообразных по температурным интервалам парагенезисах.

ЛИТЕРАТУРА

- Дудкин О. Б., Козырева Л. В., Померанцева Н. Г. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. М.—Л., «Наука», 1964.
- Иванова Т. Н., Дудкин О. Б., Козырева Л. В., Поляков К. И. Ийолит-уртиты Хибинского массива. Л., «Наука», 1970.
- Чувикина Н. Г., Чешенко Ю. А. Пирротины и троилиты Чайского сульфидного медно-никелевого месторождения (Северное Прибайкалье) и их рентгенометрическое изучение. — Тр. ЦНИГРИ, 1970, вып. 93.
- Шишкин Н. Н., Митенков, Г. А., Михайлов В. А., Рудашевский Н. С., Будько И. А., Соколова Н. Г. Пирротины сплошных руд Талнахского и Октябрьского месторождений. — Геология рудных месторождений, 1972, т. 14, № 2.
- Ясинская А. А., Елисеев Э. Н. О троилите. — Минер. сб. Львовск. геол. общ., № 17, Львов, 1933.

ТИНАКСИТ ИЗ ПЕГМАТИТОВ АПАТИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ РАСВУМЧОРР (ХИБИНСКИЙ МАССИВ)

Тинаксит обнаружен в 1970 г. Соколовой М. Н. в пегматитах, вскрытых карьером и штольней в Апатитовом цирке горы Расвумчорр (Соколова, Забавникова, 1972). Этот титаносиликат сложного состава открыт в 1960 г. в Мурунском массиве (Северо-Западный Алдан), породы которого относятся к мезозойскому щелочному интрузивно-эффузивному комплексу (Рогов и др., 1965). Тинаксит наблюдался в обогащенных калием метасоматитах, образовавшихся в краевых частях Мурунского массива на контакте с известняками, в ассоциации с калиевым полевым шпатом, кварцем, эгирином и светло-сиреневым тонковолокнистым силикатом К и Na (диагностирован предварительно как канасит).

На месторождении Расвумчорр тинаксит встречается в пегматитовых телах сложного состава, залегающих в апатито-нефелиновых породах и вмещающих рисчорритах и ийолит-уртитовых вблизи контакта с апатитовым рудным телом. В таких пегматитах интенсивно проявлены поздние процессы минералообразования и развиты ассоциации редких специфических минералов.

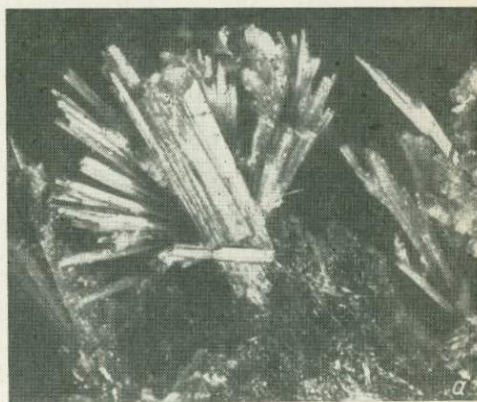


Рис. 1. Агрегаты тинаксита в пустотах выщелачивания в ийолит-уртитовом пегматите. Увел. 6.

a — радиальнолучистый агрегат длиннопризматических кристаллов; *b* — скопление шестоватых и сноповидных кристаллических агрегатов.

Рисчорритовые пегматиты, содержащие тинаксит, имеют арфведсонито-полевошпатовый состав, характеризуются широким распространением лампрофиллита, ломоносовита, пектолита, мурманита, игольчатого эгирина, астрофиллита, гизингерита и таких редких минералов, как дельхайелит, щербаковит и ловозерит. Кроме того, встречаются апофиллит, расвумит, сфалерит и галенит. Тинаксит находится преимущественно в калиевом полевоом шпате, иногда в гизингерите и в пустотах выщелачивания.

Ийолит-уртитовый пегматит с тинакситом, вскрытый в массивных уртитовых, сложен калиевым полевым шпатом, эгирином-диопсидом и содалитом. Широко распространены также эвдиалит, лампрофиллит, сфен, ломоносавит, пектолит, тинаксит и гизингерит, встречаются апатит и калийсодержащие сульфиды — расвумит и джерфшерит. В участках

развития тинаксита наблюдаются натролитизация калиевого полевого шпата, замещение призматических кристаллов пироксена эгирино-астрофиллитовыми агрегатами (часто с пектолитом и лепидомеланом), изменение ломоносовита. Пластинчатые выделения ломоносавита в значительной степени замещены серебристо-желтым и желто-коричневым мурманитом.

Тинаксит находится в пустотах выщелачивания среди калиевого полевого шпата, пироксена и гизингерита чаще всего в виде мономинеральных скоплений, но иногда вместе с игольчатым эгирином и астрофиллитом.

Таблица 1
Результаты расчета дебаграмм тинаксита

1		2		1		2		1		2	
<i>I</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
1	13.37	—	—	1	2.26	12	2.181	3	1.398	16	1.428
1	12.33	—	—	1	2.24	12	2.147	—	—	24	1.402
1	10.88	—	—	1	2.22	12	2.117	—	—	24	1.350
3	10.19	—	—	1	2.07	24	2.080	1	1.316	16	1.334
4	5.09	32	5.09	7	2.002	44	2.002	1	1.292	20	1.289
1	4.81	8	4.81	1	1.969	16	1.967	2	1.272	—	—
1	4.61	12	4.61	1	1.913	—	—	3	1.259	20	1.254
4	4.03	32	4.04	1	1.863	—	—	1	1.237	—	—
2	3.44	20	3.45	1	1.829	12	1.827	7	1.214	28	1.214
4	3.41	16	3.37	2	1.773	32	1.761	3	1.197	—	—
4	3.33	32	3.32	1	1.736	—	—	3	1.167	—	—
4	3.24	80	3.25	3	1.691	20	1.693	2	1.141	—	—
2	3.15	—	—	3	1.670	12	1.666	1	1.115	—	—
4	3.08	52	3.09	2	1.652	20	1.649	2	1.103	—	—
10	3.0348	100	3.03	2	1.627	12	1.629	3	1.092	—	—
4	2.96	52	2.952	3	1.613	24	1.616	3	1.067	—	—
4	2.85	52	2.865	2	1.586	20	1.583	2	1.055	—	—
4	2.66	44	2.674	1	1.543	—	—	2	1.044	—	—
4	2.55	20	2.601	3	1.510	—	—	2	1.029	—	—
1	2.43	40	2.551	1	1.476	—	—	2	1.018	—	—
1	2.29	—	—	1	1.458	24	1.458	4	1.011	—	—
7	2.34	56	2.331	3	1.436	20	1.435	—	—	—	—

Примечание. 1 — минерал из месторождения Расвумчорр (Fe-излучение, $2R=57.3$, $d=0.6$, аналитик А. С. Анисимова); 2 — из Мурунского массива (камера РКУ, Sr-излучение, V-фильтр; по Рогову и др., 1965).

В пустотах тинаксит образует длиннопризматические кристаллы белого и бледно-розового цвета (до 2 см в длину), сгруппированные в субпараллельные, сноповидные и радиальнолучистые агрегаты (рис. 1). Тинаксит кристаллизовался также непосредственно в ломоносавите в виде мелкокристаллических агрегатов по краям ломоносавитовых пластин и вдоль тончайших трещинок. В некоторых пластинах ломоносавита наблюдались своеобразные пустотки выщелачивания, содержащие мелкоигольчатые (до 0.5 мм) бесцветные кристаллики тинаксита.

Цвет изученного тинаксита белый, бледно-розовый; мелкие кристаллики бесцветные, прозрачные. Спайность по (010) совершенная, по (110) несовершенная. Удельный вес, определенный методом гидростатического взвешивания в спирте (аналитик И. В. Антонова), 2.90, что превышает его значение для мурунского тинаксита — 2.82 (Рогов и др., 1965). Блеск на плоскостях спайности и гранях кристаллов сильный, стеклянный. Минерал двуосный, положительный, $N_g=1.673$, $N_m=1.627$, $N_p=1.599$, $N_g-N_p=0.074$, $2V=68-70^\circ$. Физические свойства Хибинского минерала близки таковым мурунского тинаксита (Рогов и др., 1965).

Результаты расчета порошкограмм тинаксита приведены в табл. 1.

ИК спектр тинаксита (рис. 2) характеризуется широкой полосой поглощения в области $1120-900\text{ см}^{-1}$ с двумя нечетко разделенными максиму-

мами, имеющими тонкую структуру: 1100—1060 см⁻¹ и 970—940—(910) см⁻¹. Далее идет полоса с максимумами 730, 680, 655 и 635 см⁻¹. Общий характер основной полосы поглощения определяется мотивом тинакситового кремнекислородного радикала, представленного ксонолитовой лентой с дополнительным Si-тетраэдром (Белов, 1971). Тинакситовый радикал [Si₇O₁₉]₂ можно представить как I(Si₄O₁₀)₃(SiO₄)₂, и это сближает ИК спектр тинаксита с ИК спектрами рамзаита и виноградовита, в структуре которых присутствуют пироксеновые цепочки. Полоса 530—515 см⁻¹ в спектре

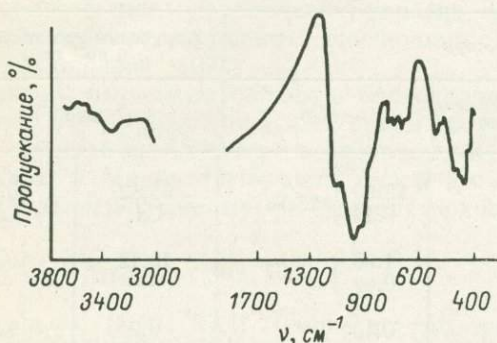


Рис. 2. ИК спектр поглощения тинаксита, снятый на UR-10.

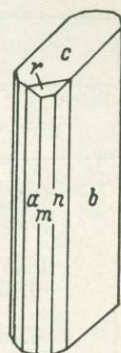


Рис. 3. Формы кристаллов хибинского тинаксита (по Т. А. Яковлевской).

тинаксита соответствует колебаниям связи Ti—O. Полосой с максимумами 3450 и 3340 см⁻¹ в области валентных колебаний групп OH проявлены гидроксильные группы. Наличие двух максимумов указывает на то, что группы OH занимают в структуре энергетически различные положения.

На двукружном гониометре Гольдшмидта было измерено 10 мелких (0.2—3 мм) одноконечных кристаллов тинаксита из ийолит-уртитового пегматита. Как показало исследование, кристаллы, на которых установлено 6 простых форм (рис. 3), вытянуты вдоль оси *c* и уплощены по (010). Результаты измерений оказались очень близкими вычисленным значениям φ и ρ . Исходя из отношения осей и величины углов между (табл. 2) кристаллографическими осями, полученным А. А. Воронковым (Рогов и др., 1965) при рентгеновском исследовании мурунского минерала, — $a_0 : b_0 : c_0 = 0.850 : 1 : 0.579$; $\alpha = 90^\circ$, $\beta = 99^\circ 20'$, $\gamma = 92^\circ 30'$. Вопрос о наличии в тинаксите центра симметрии остался открытым, так как нами наблюдались только одноконечные кристаллы. Однако данные об отсутствии пьезоэффекта (Рогов и др., 1965) свидетельствуют в пользу наличия центра симметрии и пространственной группы $C_4^1 - P1$.

Таблица 2

Сферические координаты кристаллографических форм тинаксита

Символы	Пределы колебаний данных измерений		Вычисленные	
	φ	ρ	φ	ρ
<i>c</i> {001}	87°00'—87°25'	9°00'—10°15'	83°41'	9°23'
<i>b</i> {010}	0 00—0 15	89 30—90 20	0 00	90 00
<i>a</i> {100}	87 10—88 00	90 00—90 15	87 18	90 00
<i>n</i> {130}	20 45—21 30	89 50—90 10	21 17	90 00
<i>m</i> {110}	48 00—48 50	89 55—90 05	48 26	90 00
<i>r</i> {111}	52 40—53 25	46 30—47 00	53 18	46 50

Химический анализ хибинского тинаксита (табл. 3) выполнен из навески 0.260 г. Тинаксит не растворяется в кислотах, за исключением фтористоводородной. В противоположность большинству других титансодержащих силикатов он неразложим смесью крепкой H_2SO_4 и $(NH_4)_2SO_4$. Поэтому при анализе минерал разлагался путем сплавления с содой.

Т а б л и ц а 3

Химический состав тинаксита

Компоненты	Расвумчорр			Мурунский массив (Рогов и др., 1965)			
	вес. %	атомные количества $\times 10000$ (a)	a : 660	вес. %			
SiO ₂	53.53	9810	13.50	} 13.74	55.82	55.96	
Al ₂ O ₃	0.81	159	0.24		Сл.	Сл.	
TiO ₂	10.43	1305	1.98	} 2.07	10.12	10.32	
Nb ₂ O ₅	0.76	57	0.09		—	—	
Fe ₂ O ₃	0.70	88	0.13		0.91	1.59	
FeO	—	—			0.92	—	
MgO	Не обн.	—			0.04	—	
MnO	4.67	658	1.00		0.40	0.52	
CaO	10.97	1956	2.96		14.20	14.06	
Na ₂ O	4.30	1388	2.10		4.30	4.36	
K ₂ O	12.45	2643	4.00		12.55	12.85	
		17164 : 26 = 660					
H ₂ O-	0.41	1609	2.46		0.08	0.20	
H ₂ O+	1.45 (п. п. п.)					1.20	1.00
Cl, F	—					Не обн.	—
Сумма	100.48	—	—		100.54	100.86	

Примечание. Расвумчоррский тинаксит проанализирован Н. И. Забавниковой, содержания щелочей определены Е. Л. Бородиной.

Расчет имеющихся химических анализов по параметрам элементарной ячейки, вычисленным для мурунского тинаксита, и удельному весу показывает, что в ячейке тинаксита содержится 26 катионов. Пересчет результатов анализа нашего минерала на эту сумму с учетом данных структурного исследования (Белов, 1971; Петрунина и др., 1971) приводит к формуле $Na_2K_4Ca_3MnTi_2 [Si_7O_{19}]_2 (OH)_2$. Содержание ячейки мурунского тинаксита соответствует формуле $Na_2K_4Ca_4Ti_2 [Si_7O_{19}]_2 (OH)_2$. Таким образом, состав хибинского тинаксита отличается от состава мурунского повышенным содержанием MnO и соответственно более низким CaO. Один из четырех атомов Ca в ячейке мурунского тинаксита в хибинском замещен на атом Mn. Это позволяет предполагать неравноценные положения атомов Ca в структуре, а также объясняет более высокий удельный вес тинаксита из пегматитов Хибинского массива.

Спектроскопически в исследуемом тинаксите установлены следующие элементы (в вес. %): P, Zr, Y — сотые, Pb, Ga, Cu, Ba, La — тысячные и Mg — десятитысячные.

Как показало детальное минералогическое изучение пегматитов рихчорритов и ийолит-уртитов на месторождении Расвумчорр, тинаксит распространен в пегматитах сложного состава, залегающих в непосредственной близости от контакта с апатито-нефелиновыми породами или среди них. Образование тинаксита и ассоциирующихся с ним калийсо-

держащих титано- и цирконосиликатов (щербаковита, вадеита, беталомоносовита и ловозерита) происходило в процессе калиевого метасоматоза, имевшего широкое площадное развитие и проявившегося как в пегматитах, так и во вмещающих породах. Особенности генезиса рассматриваемых пегматитов и химизма среды минералообразования — повышенная активность К, F, S при участии Ва, Са, Р — обусловили возникновение своеобразной ассоциации необычных и сложных по составу минералов, многие из которых представляют собой редко встречающиеся в природе минеральные виды: дельхайелит, канасит, вадеит, ловозерит, ломоносовит, беталомоносовит, мурманит, щербаковит, тинаксит, джерфиперит, расвумит (Соколова, 1972).

Авторы выражают большую благодарность геологу Расвумчоррского рудника А. С. Деревцову, благодаря которому был получен интереснейший материал из пегматита в массивных уртигах. Образцы с тинакситом переданы в Минералогический музей им. А. Е. Ферсмана АН СССР и в Минералогический музей Ленинградского горного института.

ЛИТЕРАТУРА

Белов Н. В. XXII. Очерки по структурной минералогии. — Минер. сб. Львовск. гос. унив., 1971, вып. 4.

Петрунина А. А., Илюхин В. В., Белов Н. В. Кристаллическая структура тинаксита — $\text{NaK}_2\text{Ca}_2\text{TiSi}_7\text{O}_{19}(\text{OH})$. — ДАН СССР, 1971, т. 198, № 3.

Рогов Ю. Г., Рогова В. П., Воронков А. А., Молева В. А. Тинаксит $\text{NaK}_2\text{Ca}_2\text{TiSi}_7\text{O}_{19}(\text{OH})$ — новый минерал. — ДАН СССР, 1965, т. 162, № 3.

Соколова М. Н. Минералогия пегматитов и ийолит-уртитов Хибинского массива. — Автореф. канд. дисс., М., ИГЕМ АН СССР, 1972.

Соколова М. Н., Забавникова Н. И. О некоторых особенностях тинаксита из пегматитов апатитового месторождения Расвумчорр. — Автореф. работ сотрудников ИГЕМ АН СССР за 1971 г. Тр. ИГЕМ АН СССР, М., 1972.

И. А. РОМАНОВ

БЛОМСТРАНДИН ИЗ ПНЕВМАТОЛИТО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ЖИЛ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Минералы серий эвксенит—поликраз и приорит—бломстрандин, принадлежащие к классу титано-тантало-ниобатов с общей формулой $\text{A}_x\text{B}_y\text{X}_z$ и отвечающие частной формуле $(Y, \text{TR})(\text{Nb}, \text{Ti}, \text{Ta})_2\text{O}_6$, являются одной из наиболее сложных групп в минералогии. Внутри минералов этих серий принято относить к приориту и к эвксениту минералы, в которых $(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_5$ преобладает над TiO_2 (в вес. %), а к бломстрандину и поликразу — минералы с преобладанием TiO_2 (Александров, 1964). Вследствие нахождения их в природе чаще всего в метамиктном состоянии, установить их структурный тип не удавалось. Лишь после детальных исследований В. И. Комкова (1959, 1963, 1966, 1968; Комков и др., 1962), в результате которых было доказано, что эвксенит и приорит представляют разные температурные полиморфные разновидности и различаются параметрами элементарной ячейки, появилась возможность их диагностики рентгеновским методом. Но, даже имея данные рентгенометрических исследований и химического анализа, не всегда удается с достаточной степенью достоверности отнести минерал к той или иной серии. Примером может служить описание одного и того же минерала в одном случае под названием поликраз (Александров, 1957), а в другом — приорит (Костин и др., 1970). Причины такого разногласия, по нашему мнению, следует искать не в данных химического анализа и рентгенометрических определений, а в неоднородном

строении минерала, являющегося чутким индикатором на меняющиеся физико-химические условия при его кристаллизации. Это касается не только катионов группы А, важная роль которых достаточно убедительно показана в работах Л. С. Бородин и И. И. Назаренко (1957) для группы пирохлора, А. Н. Вандер-Вена (Van der Veen, 1963) для ряда пирохлор—микролит, Л. Ван-Вамбеке (1972) для сложных титано-ниобо-танталатов, но и катионов группы В. Решение этого вопроса позволило бы, с одной стороны, сравнивать минералы этих рядов и, что особенно важно, — выяснить условия их генезиса, данных по которым явно недостаточно.

Т а б л и ц а 4

Данные рентгенометрических исследований блонстрандина

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> _{изм}	<i>d</i> _{расч}	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> _{изм}	<i>d</i> _{расч}
020 [?]	2	5.34	5.46	331	3	1.524	1.522
021 [?]	3	4.33	4.39	204	} 9 дв	1.501	1.499
120	2	3.90	3.94	322			
030	1	3.63	3.64	171	7	1.463	1.465
022	4	3.03	3.05	172	3	1.387	1.385
130	10	2.96	2.97	333	} 3	1.316	1.314
112	10	2.88	2.89	244			
131	4	2.74	2.76	410	3	1.281	1.281
200	5	2.57	2.58	272	} 2	1.259	1.256
140	2	2.41	2.41	164			
221	}	4	2.22	334	10	1.193	1.189
103				106			
042	3	2.19	2.19	174	9	1.163	1.161
230	3	2.10	2.10	282	6 диф	1.148	1.147
231	3	2.02	2.02	305	6 диф	1.126	1.120
222	6	1.970	1.971	380	8	1.069	1.070
151	5	1.937	1.942	414	5	1.052	1.052
133	3	1.893	1.895	424	5	1.039	1.038
004	6	1.843	1.843	500	8	1.032	1.032
060	}	5	1.821	061	4	1.765	1.769
241				061	4	1.765	1.769
301	}	8	1.674	301	8	1.674	1.675
242				242			
321 [?]	3	1.608	1.602	321 [?]	3	1.608	1.602
134	9	1.566	1.567	134	9	1.566	1.567

Примечание. Нагревание образцов проводилось в нерастертом состоянии со скоростью 15 град./мин. Условия съемки: трубка БСВ-2, FeK_α-излучение (неотфильтрованное), *D* = 57.3 мм, *d* = 0.3 мм, *U* = 30 кв, *I* = 16 ма. дв — двойная, диф — диффузная. Аналитик З. Ф. Ущиповская.

С другой стороны, появление таких данных по указанным сериям привело бы к более обоснованному подходу к поискам руд с этими ценными минералами и к более достоверной оценке их качества.

Блонстрандин установлен в пневматолито-гидротермальных жилах, генетически связанных с рибекито-эгириновыми гранитами палеозойского возраста. Формы зерен и агрегатов его чаще неправильные, но нередко призматические кристаллы с ярко выраженной штриховкой, параллельной (010). Часто встречаются параллельные сростки по второму пинакоиду. Размеры отдельных кристаллов достигают 0.5—0.7 см по длинной оси. Цвет минерала варьирует от красновато-желтого через коричневый до черного. Наиболее широким распространением в этих породах пользуются коричневые и коричневато-бурые кристаллы; черные и красновато-бурые имеют подчиненное значение. Среднее отношение темных (от черных до

коричневых) к светлым кристаллам составляет около 3 : 1, при этом примечательно, что светлые разновидности образуют, как правило, довольно мелкие и чаще всего неправильной формы зерна внутри темных кристаллов.

Данные рентгенометрических исследований по методике, предложенной В. И. Комковым (1968) для различных по цвету кристаллов, показали, что все они не претерпели полного метамиктного распада, рекристаллизуются при температуре 720° и дают одинаковые дифракционные картины (табл. 1), отвечающие минералам серии приорит—бломстрандин со следующими параметрами элементарной ячейки (в Å): $a=5.16 \pm 0.01$, $b=10.93 \pm 0.01$, $c=7.37 \pm 0.01$. Эти данные совпадают с параметрами ячейки бломстрандина, изученного В. И. Комковым (1959).

Т а б л и ц а 2

Содержание Ta_2O_5 , Nb_2O_5 , TiO_2 , U, Th и Y_2O_3 в разновидностях бломстрандина по цвету и их смесях

Номер пробы	Разновидности	Анализ										
		химический					микрорентгено-спектральный			рентгеноспектральный флуоресцентный		
		Ta_2O_5	Nb_2O_5	TiO_2	U	Th	Ta_2O_5	Nb_2O_5	TiO_2	Ta_2O_5	Nb_2O_5	Y_2O_3
15	Черные, слабо просвечивающие красноватым	2.40	25.0	33.6	5.5	3.60	2.38	24.9	33.5	Не опр.	Не опр.	Не опр.
17	Коричневые	1.72	21.0	37.0	4.92	3.60	1.20	20.1	36.9	1.23	19.8	9.9
18	Красновато-желтые	1.70	22.9	35.0	4.8	3.92	1.75	23.0	34.6	Не опр.	Не опр.	Не опр.
19	Желтые с красноватым оттенком	1.30	19.8	37.2	4.24	3.90	1.26	20.5	36.5	» »	» »	» »
24	Смеси (валовые пробы)	1.38	21.0	36.0	4.57	3.68	—	—	—	1.41	21.0	12.6
25	То же	1.39	20.5	36.8	4.77	3.80	—	—	—	1.40	20.8	Не опр.

Примечание. Химические анализы и анализы на микрозонде «Камека» выполнены в Ирригредмете Л. Н. Лозовой, Л. Л. Завьяловой, рентгеноспектральные — в Сибгеохи Е. И. Воробьевым. Условия микрозондового анализа: 25 кв, 150 ма, 20 на. Стандартные эталоны: природные образцы пирохлора и фергусонита. Пересчет относительных интенсивностей на концентрации осуществлен на ЭВМ.

При исследовании титано-ниобатов в отраженном и проходящем свете оказалось, что часть из них имеет зональное строение. Фиксируются по крайней мере три зоны: центральная желтая, промежуточная коричневая и краевая черная. Было также установлено, что коричневые кристаллы замещают желтые, а черные — коричневые.

Для выяснения эволюции состава бломстрандина от ранних образований к более поздним были проанализированы на микрозонде «Камека» различные зоны кристаллов, а химическим и рентгеноспектральным флуоресцентным методами — мономинеральные фракции, представляющие все разновидности по цвету исследованного минерала, а также их смеси. Результаты определений химического состава разными методами (табл. 2) имеют довольно хорошее совпадение.

Полученные данные показывают, что в процессе кристаллизации бломстрандина происходят изменения в составе группы В, выражающиеся в увеличении содержания тантала и ниобия и уменьшении содержания титана в более поздних образованиях. Однако такое изменение не приводит к соотношению, характерному для приорита $(Nb, Ta)_2O_5 > TiO_2$, а остается характерным для бломстрандина $(Nb, Ta)_2O_5 < TiO_2$.

Сравнение составов отдельных разновидностей с их смесями дает основание полагать, что, несмотря на неоднородность бломстрандинов, разновидности по цвету незначительно отличаются от их смесей, а поэтому

данные по химическому составу смесей можно использовать как для оценки руд, так и для сравнения с известными составами этих минералов. Более того, расчет индикаторных отношений (табл. 3) позволяет оценить пределы колебаний этих отношений и дает возможность предварительной оценки тантал-ниобиевого отношения в редкометалльных комплексных рудах за счет блонстрандина.

Таблица 3
Индикаторные отношения в разновидностях блонстрандина и их смесях

Отношение	Черные	Коричневые	Красновато-желтые	Желтоватые с красноватым оттенком	Смеси
Nb/Ta	8.9	10.3	11.5	13.0	12.9
Ti/Nb	1.15	1.39	1.18	1.47	1.35
Ti/Nb+Ta	1.04	1.38	1.1	1.37	1.25
U/Th	1.52	1.36	1.23	1.09	1.25

Не менее важно знать изменения состава катионов в группе А формулы блонстрандина, и в первую очередь урана и тория. С одной стороны, как показали исследования Л. Ван-Вамбеке (1972), у сложных титано-ниоботанталатов может быть как первичный дефицит катионов группы А, обусловленный изменением физико-химических условий кристаллизации, так и вторичный, связанный с вымыванием и выветриванием. В обоих случаях это приводит к уменьшению содержания урана и уменьшению уран-ториевого отношения. С другой стороны, А. И. Гинзбург (1972) указывает, что уран-ториевое отношение является чутким индикатором кислотности—основности среды минералообразования и по его изменению в составе минералов можно оценивать эволюцию постмагматического процесса.

Рассматривая содержание урана и тория (табл. 2) и их индикаторные отношения (табл. 3), есть основания считать, что в процессе кристаллизации блонстрандина изменения в группе А не связаны с выносом урана, а зависят от изменяющихся условий среды минералообразования, направленных в сторону увеличивающейся кислотности растворов, о чем достаточно убедительно свидетельствует возрастание уран-ториевого отношения от ранних образований к поздним.

Таким образом, повышению уран-ториевого отношения в группе А отвечает понижение ниобий-танталового отношения в группе В, или, иными словами, увеличение кислотности растворов в процессе минералообразования приводит к дифференциации тантала и ниобия.

Пневматолито-гидротермальные жилы, в которых установлен блонстрандин, состоят из альбита, кварца, флюорита и кальцита. Второстепенное значение в них имеют циркон (малакон) и сфен. Блонстрандин, как правило, приурочен к эндоконтактным зонам жил, где он образует тесные сростания с флюоритом и кальцитом. По отношению к присутствующему здесь сфену блонстрандин является более поздним минералом. Пересечение блонстрандина кальцитом и кварцем позволяет установить его довольно отчетливую связь с флюоритово-карбонатной стадией пневматолито-гидротермального процесса.

Как известно, минералы серии приорит—блонстрандин и эвксенит—поликраз широко распространены в гранитных пегматитах, но значительных скоплений в них, как правило, не образуют. Промышленные концентрации этих минералов установлены в альбититах, связанных с субщелочными и щелочными гранитами, причем образование их обычно связывается с проявлением процессов наиболее высокотемпературной ранней щелочной стадии (Костин, Петрова, 1960). Судя по данным опубликованных анализов, в этих случаях возникает приорит, в котором отношения ниобия к танталу более 70 (Костин и др., 1960).

Таблица 4

Химический состав приорита и блонстрандина (в вес.%)

Компоненты	Блонстрандин (Восточная Сибирь)		Блонстрандин (приорит-эпидит) (Ван-Вамбеке, 1972)	Приорит (Костин и др., 1960)	
	ан. 1	ан. 2		ан. 3	ан. 4
Na ₂ O				0.21	
K ₂ O				0.27	
CaO			1.8	0.39	
MgO			0.40	0.15	
FeO			0.22		
MnO			0.14		
PbO	0.02	0.03	1.1		
U ₃ O ₈	5.64	5.40	7.5	0.94	0.60
ThO ₂	4.33	4.20	9.8	1.85	2.75
ΣTR ₂ O ₃	27.87	27.32	17.36	36.55	33.20
TiO ₂	36.40	36.80	33.00	21.77	26.20
Nb ₂ O ₅	21.0	20.5	14.4	34.37	27.62
Ta ₂ O ₅	1.40	1.39	5.7	0.41	0.22
Fe ₂ O ₃	1.10	1.11	1.36	0.50	2.0
ZrO ₂	0.03	0.02	0.03		0.60
SnO ₂			0.17		
H ₂ O ⁺	2.32	2.44	4.1	0.52	
H ₂ O ⁻			1.6		2.40
As			0.15		
S			0.06		
SiO ₂	0.95	1.05	0.39	0.64	2.04
Al ₂ O ₃			0.60	0.64	1.60
Сумма	101.06	100.26	99.88	99.35	99.21
Nb/Ta	12.8	12.5	2.2	70.1	107.0
Ti/Nb+Ta	1.4	1.4	1.3	0.5	0.7
U/Th	1.3	1.2	0.7	0.5	0.2

Примечание. Ан. 1 и 2 выполнены в арбитражно-контрольной лаборатории Иргиредмета под руководством П. А. Гурина.

Таблица 5

Состав редких земель в приоритах и блонстрандинах (ΣTR=100%)

Элементы	Анализ				
	1	2	3	4	5
La	0.7	1.5	0.11	0.45	
Ce	5.2	7.2	5.40	1.62	
Pr	1.9	1.9	Не опр.	0.59	
Nd	3.7	6.1	9.78	3.51	
Sm	4.1	3.8	5.46	4.10	6.09
Eu	Не обн.	Не обн.			
Gd	6.4	6.6	8.34	8.33	9.91
Tb			1.21	2.78	4.97
Dy	10.9	10.7	10.93	17.82	20.90
Ho	5.0	4.1	1.15	3.66	3.97
Er	9.9	10.4	5.63	7.46	18.82
Tm	4.5	2.5	Не опр.	0.89	0.58
Lu				0.59	
Yb	15.1	11.3	4.77	6.00	4.08
Y	32.6	33.9	47.15	42.20	36.68
ΣY/ΣCe	5.4	5.0	5.5	8.7	

Примечание. Ан. 1 и 2 выполнены в Сибгеохи Г. И. Селивановой.

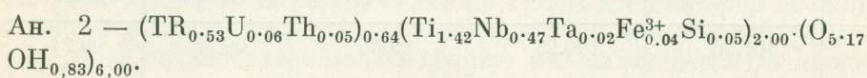
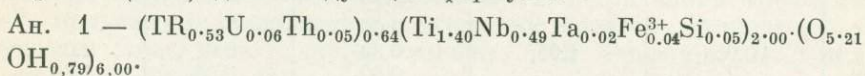
Нахождение в пневматолито-гидротермальных жилах блонстрандина, кристаллизующегося в стадию кислотного выщелачивания, т. е. в более низкотемпературную стадию, чем ранняя щелочная, насколько нам известно, установлено впервые. Интересно, что такие блонстрандины характеризуются довольно низким отношением ниобия к танталу (9—13).

Л. Ван-Вамбеке (1972) опубликовал анализ блонстрандина (приорит-эшинита) из гидротермальных касситерито-кварцевых жил, в котором отношение ниобия к танталу еще ниже (около 2.2). Для сравнения приведем полные химические анализы и составы редких земель блонстрандина из пневматолито-гидротермальных жил и гидротермальных касситерито-кварцевых жил, а также приорита из альбититов (табл. 4, 5).

Табл. 4 иллюстрирует различие в составах приорита, образовавшегося в раннюю щелочную стадию, и блонстрандина, кристаллизующегося из более кислых растворов. Наиболее четко это различие может быть зафиксировано по индикаторным отношениям в группе В.

Составы редких земель (табл. 5) обнаруживают довольно значительные вариации, оставаясь существенно иттриевыми. Обращает на себя внимание тот факт, что составы блонстрандина гидротермальных жил показывают удивительное совпадение отношений $\Sigma Y/\Sigma Ce$, являющихся индикаторами кислотности—основности среды минералообразования (Гинзбург, 1972).

Расчет анализов блонстрандинов по методу Л. С. Бородина и И. И. Назаренко (1957) дает следующие формулы:



В рассчитанных формулах блонстрандинов устанавливается дефицит ионов А, который вследствие изложенных положений является первичным, имеет почти всегда место в минералах серий эвксенит—поликраз и приорит—блонстрандин и «зависит от природы как ионов А, так и ионов В» (Ван-Вамбеке, 1972).

Выводы

1. При диагностике минералов серий эвксенит—поликраз и приорит—блонстрандин необходимо учитывать их неоднородность, связанную с изменением условий кристаллизации и процессами гипергенеза. Эти изменения касаются как катионов группы А, так и катионов группы В.

2. Минералы серии приорит—блонстрандин кристаллизуются из щелочных и кислых растворов, причем при образовании из кислых растворов они характеризуются более низким Nb/Ta отношением, чем из щелочных. Приорит кристаллизуется в более щелочной среде, чем блонстрандин. Для минералов этой серии наблюдается та же закономерность в зависимости от щелочности—кислотности среды минералообразования, что и для рядов пироклор—микролит и колумбит-танталит (Беус, 1968).

ЛИТЕРАТУРА

Александров В. Б. О поликразе из альбититов. — Тр. ИМГРЭ, 1957, вып. I.

Александров В. Б. Эвксенит и поликраз. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М., «Наука», 1964.

Беус А. А. Альбититовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. И., «Недра», 1968.

Бородин Л. С., Назаренко И. И. Об отступлениях минералов группы пироклора от типовой формулы $A_2B_2X_7$ и о роли кристаллизационной воды в кристаллической решетке пироклора. — ДАН СССР, 1957, т. 115, № 4.

Ван-Вамбеке Л. Процессы изменения сложных титано-ниобо-танталатов и их последствия. — В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М., «Мир», 1972.

Гинзбург А. И. Особенности геохимии редких земель и сопутствующих им радиоактивных элементов. — В кн.: Геология постмагматических ториево-редкометальных месторождений. М., Атомиздат, 1972.

Комков А. И. О минералах серий эвксенит-поликраз и приорит-бломстрандин. — ДАН СССР, 1959, т. 126, № 3.

Комков А. И., Белополюцкий М. П., Чернорук С. Г., Колпачков Д. А. Гидротермальный синтез и рентгеновское изучение соединений типа $TRNbTiO_6$. — ДАН СССР, 1962, т. 148, 3.

Комков А. И. Эвксенит и приорит — полиморфные разновидности $YNbTiO_6$. — ДАН СССР, 1963, т. 148, № 3.

Комков А. И. Влияние термообработки на рентгеноструктурную диагностику минералов ряда эвксенита—поликраза и приорита—бломстрандина. — Рентгенография минерального сырья, 1966, № 5.

Комков А. И. О минералах типа эвксенита, приорита и эшинита и методах их диагностики. — Тр. ВСЕГЕИ, 1968, т. 131, Минер. сб., 4.

Костин Н. Е., Петрова Е. А. Некоторые особенности минералогии и генезиса одного из полей альбититов с редкометальной минерализацией. — В кн.: Минеральное сырье, вып. 1. М., 1960.

Костин Н. Е., Петрова Е. А., Сидоренко, Г. А., Скоробогатова Н. В. О приорите из месторождений Восточной Сибири. — В кн.: Минеральное сырье, вып. 1. М., 1960.

Van der Veen A. H. A Study of Pyrochlore. — Verh. Kon. Ned. Geol. Mijnb. Gen., 1963, Geol. Ser., v. 22, 198.

М. И. НОВИКОВА, Г. А. СИДОРЕНКО, В. Т. ШАЦКАЯ

О СОСТАВЕ И СТРУКТУРНЫХ ОСОБЕННОСТЯХ МЕЛИНОФАНА

Мелинофан — редкий минерал бериллия, принадлежащий к группе лейкофана—мелинофана, структура и состав которых изучены недостаточно. До недавнего времени были известны лишь единичные находки этих минералов, приуроченные в основном к щелочным пегматитам. В новых типах гидротермальных месторождений и рудопроявлений бериллия мелинофан распространен значительно шире, а в некоторых случаях является основным бериллиевым минералом.

Одно из рудопроявлений Сибири, где мелинофан пользуется довольно широким развитием, сложено осадочно-метаморфическими породами — песчаниками, сланцами, мраморизованными известняками и доломитами, смятыми в синклинальную складку. Эти породы прорваны штоко- и дайкообразными телами граносенитов. Оруденение, образовавшееся преимущественно метасоматическим путем в сланцево-карбонатной толще на крыльях складки, представлено линзовидными массивными флюоритовыми залежами, содержащими фенакит и бертрандит.

Мелинофан встречается преимущественно в оперяющих основные рудовмещающие структуры небольших трещинах, вблизи флюоритобериллиевых зон, приуроченных к скарнам, или на флангах их выклинивания. Он слагает гнездовые обособления, где ассоциирует с микроклином, альбитом, эгирином, флогопитом, флюоритом и кальцитом. Часто распределение минерала фиксирует полосчатость, унаследованную от текстуры скарнов. Мелинофан образует белые и желтоватые пластинчато-таблитчатые кристаллы (размером до 1—1.5 мм), группирующиеся в сноповые, лучистые и неправильной формы агрегаты (размером до 0.5 см), иногда наблюдаются субпараллельные сростки кристаллов.

Второе рудопроявление, на котором мелинофан является основным минералом бериллия, сложено также мраморизованными известняками

Физические свойства мелинофана

Свойства	Из флюорито-бериллиевого месторождения, Сибирь	Из редкометалльных метасоматитов, Сибирь	Из Сахарйокского щелочного массива, Кольский полуостров (Бельков, Денисов, 1968)	Из пегматитов Лангезунд-фиорда (Brogger, 1890)
Цвет	Белый, желтоватый	Белый, бесцветный	Желтый	Зеленовато-желтый (красный)
Блеск	Стекланный, перламутровый	Стекланный	—	Стекланный
Спайность	Совершенная (001)	Совершенная (001)	Совершенная (001)	Средняя (001)
Удельный вес	2.971	3.016	2.977	3.012
N_0	1.614 ± 0.002	3.006 (теор.) 1.618 ± 0.002	1.610	3.024 (теор.) 1.612
N_e	1.595 ± 0.002	1.598 ± 0.002	1.591	1.593
$N_0 - N_e$	0.019	0.020	0.019	0.019
a_0 (в Å)	10.48	10.43	10.562	10.60 и 10.516
c_0 (в Å)	9.906	9.829	9.881	9.90 и 9.887
c/a	0.945	0.942	0.936	0.934 и 0.940
V (в Å ³)	1087.976	1069.248	1102.283	1112.364 и 1093.364

Таблица 2

Химический состав мелинофана (в вес.%)

Компоненты	Ан. 1, из флюорито-бериллиевого рудопроявления		Ан. 2, из редкометалльных метасоматитов	Ан. 3, из Сахарйокского щелочного массива (Бельков, Денисов, 1968)	Ан. 4, из пегматитов Лангезунд-фиорда (Brogger, 1890)
	вес. %	за вычетом примесей, приведенный к 100%			
SiO ₂	41.03	43.22	—	42.42	43.60
Al ₂ O ₃	3.41	3.58	2.39	5.98	4.61
Fe ₂ O ₃	0.61	0.64	0.61	0.12	—
TiO ₂	0.01	0.01	—	—	—
BeO	10.14	10.66	10.15	9.57	9.80
MnO	0.21	0.22	—	0.03	—
CaO	31.20	29.91	—	28.70	29.56
MgO	0.16	0.16	—	—	0.16
K ₂ O	0.18	0.18	—	0.01	0.23
Na ₂ O	5.80	6.10	—	8.72	7.98
H ₂ O ⁻	0.29	0.30	—	—	—
H ₂ O ⁺	1.34	1.41	—	0.25	—
F	4.52	4.75	—	5.76	5.43
B ₂ O ₃	0.82	0.86	—	—	—
TR ₂ O ₃	—	—	—	0.55	—
CO ₂	2.19	—	—	—	—
Сумма	101.91	102.00	—	102.29	101.37
—F=O ₂	1.90	2.00	—	2.49	2.29
Сумма	100.01	100.00	—	99.80	99.08

Кристаллохимические формулы в пересчете на Si(B)+Be+Al=3

Ан. 1 — Ca(Na_{0.50}K_{0.01}Ca_{0.31})_{0.82}[Be_{1.03}(Si_{1.74}Al_{0.17}B_{0.06})_{1.97}O_{6.49}](F_{0.61}OH_{0.39})·0.01H₂O,Ан. 3 — Ca(Na_{0.69}Ca_{0.26})_{0.95}[(Be_{0.95}Al_{0.05})_{1.00}(Si_{1.76}Al_{0.24})_{2.00}O_{6.12}](F_{0.75}OH_{0.03})_{0.78},Ан. 4 — Ca(Na_{0.64}Ca_{0.30})_{0.94}[(Be_{0.97}Al_{0.02}Mg_{0.01})_{1.00}(Si_{1.80}Al_{0.20})_{2.00}O_{6.19}](F_{0.71}

Примечание. Аналитики Л. М. Пурусова и Т. И. Столярова.

и метаморфизованными сланцами, прорванными штокообразным телом щелочных гранитов. Центральная часть массива — биотито-рибекитовые граниты, эндоконтакты — рибекитовые. Известняки на контакте с гранитами скарнированы. Краевые части массива и скарны спорадически альбитизированы и содержат рассеянное цирконо-ниобиевое оруденение, сопровождаемое местами шеелитом. В известняках и скарнированных известняках интенсивно проявлен процесс флюоритизации, с которым связан мелинофан, составляющий в отдельных участках до 15% объема метасоматитов. Минерал присутствует в виде веерообразных сростков (размером до 1.5—2 мм), состоящих из тонких пластинчатых кристалликов величиной от 0.05 до 1 мм.

Мелинофаны обоих рудопроявлений обладают близкими физическими свойствами, сопоставимыми с таковыми для минерала из пегматитов Лангезунд-фиорда (табл. 1). Физические свойства изученного мелинофана находятся в прямой зависимости от его химического состава (табл. 2).

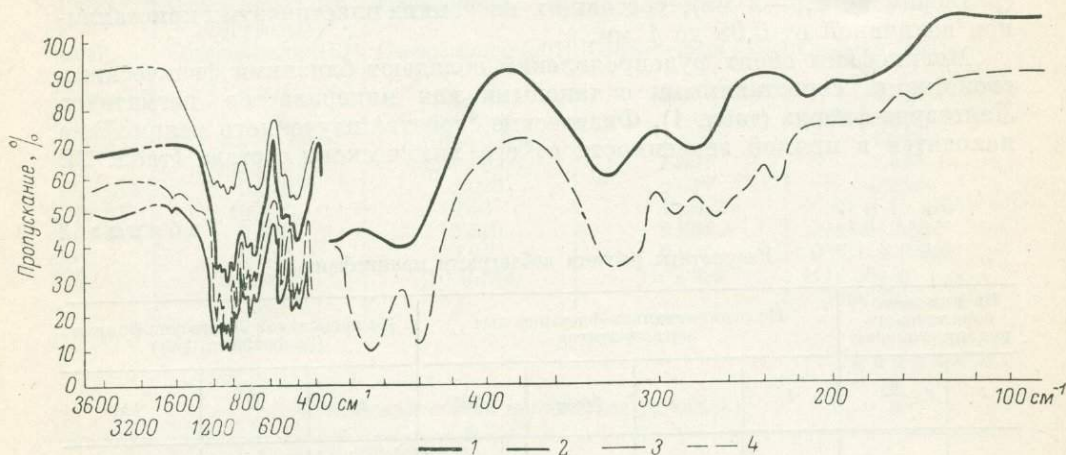
Т а б л и ц а 3

Результаты расчета дебаграмм мелинофана

Из флюорито-бериллиевого рудопроявления		Из редкометалльно-флюоритовых метасоматитов				Из пегматитов Лангезунд-фиорда (Zachariassen, 1931)		
I	$\frac{d}{n}$	I	$d_{изм}$	$d_{расч}$	hkl	I	$\frac{d}{n}$	hkl
						Оч. сл.	5.257	200
						То же	4.94	002
						Сл.	4.24	121
4	3.56	3	3.562	3.57	202	Оч. сл.	4.10	112
5	3.31	—	—	—	—	Ср.	3.59	202
4	2.945	3	2.970	2.947	222	Оч. сл.	3.33	130, 031
						Ср.	2.96	222
10	2.728	10	2.736	2.737	312	Оч. сл.	2.79	0.23, 231
		1	2.680	2.679	123	Оч. сил.	2.75	312
2	2.608					Оч. сл.	2.70	123
		4	2.327	2.323	133	Сл.	2.63	040
5	2.336					Оч. сл.	2.43	004, 223
						Ср.	2.346	133
						То же	2.342	114
						»	2.316	241
4	2.21	3	2.202	2.199	332	Оч. сл.	2.232	024
3	2.105	1	2.043	2.044	150, 224	Сл.	2.212	332, 233
6	1.979	5	1.970	1.969	134	Ср.	1.978	
4	1.793	2	1.787	1.786	044, 350	»	1.845	
4	1.741	2	1.746	1.737	334	»	1.804	
6	1.698	7	1.690	1.687	135	»	1.753	
4	1.648	1	1.651	1.648	260	»	1.702	
2	1.577							
4	1.474	3	1.476	1.472	263	Оч. сл.	1.473	
		1	1.459	1.458	453			
2	1.399	2	1.401	1.403	007	Сл.	1.395	
5	1.325	3	1.323	1.322	355	Оч. сл.	1.334	
2	1.312	2	1.306	1.303	080	То же	1.315	
5	1.238	2	1.230	1.227	008			
5	1.216	3	1.210	1.212	570	»	1.216	
5	1.207							
3	1.141	—	—	—	—	»	1.144	
3	1.131	—	—	—	—	»	1.133	
4	1.108							
5	1.095	—	—	—	—	Сл.	1.091	

П р и м е ч а н и е. Условия съемки: камера РКУ-114, Fe-излучение.

По сравнению с другими немногочисленными известными составами мелинофана минерал из флюорито-бериллиевого рудопроявления отличается пониженным содержанием (на 1—2 вес.%) Al_2O_3 щелочей и фтора, а также более высоким количеством бериллия и воды. Кроме того, этот минерал содержит бор (0.86%), наличие которого характерно и для других минералов бериллия данного рудопроявления (фенакит 0.28% B_2O_3 , бертрандит 0.11% B_2O_3 , миларит 0.18% B_2O_3 .) Расчет кристаллохимических формул изученного мелинофана позволяет предполагать двоякую роль алюминия в структуре минерала.



ИК спектры мелинофана и лейкофана в областях $4000-400\text{ см}^{-1}$ (ФИС-1, Хитачи, Япония) и $400-60\text{ см}^{-1}$ (UR-10, К. Цейсс, ГДР).

Мелинофан: 1 — из флюорито-редкометалльного рудопроявления, 2 — из редкометалльных метасоматитов, 3 — из пегматитов Лангезунд-фиорда; 4 — лейкофан.

Алюминий, видимо, может замещать и кремний, и бериллий. Диагностика сибирского мелинофана подтверждена рентгенометрически (табл. 3). Для минерала из редкометалльных метасоматитов проведено графическое и аналитическое индцирование его порошкограммы. Параметр решетки a минерала из Сибири и объем его элементарной ячейки несколько меньше по сравнению с константами для мелинофана (табл. 1) с Кольского полуострова (Бельков, Денисов, 1968) и из пегматитов Лангезунд-фиорда (Zachariassen, 1931).

Как известно, мелинофан — $Ca(Ca, Na)[BeSi_2O_6]F$ обладает слоистой структурой. Слои, параллельные плоскости $ab(xy)$, построены цепочками $Si(Al)$ -тетраэдров, связанными тетраэдрами Be . Слои объединены ионами Ca и Na в трехмерную постройку. Следовательно, если за изменения межслоевого параметра ответственны Ca и Na (или замещающие их катионы), то изменения параметров слоя могут быть связаны с изменениями соотношения «тетраэдрических» катионов. В изученном мелинофане занижены параметры a и c , что может быть вызвано замещением Si и Al на меньшие ионы. Судя по кристаллохимическим формулам, в изученных образцах мелинофана при практической аналогии количества «межслоевых» катионов по сравнению с известными составами этого минерала отмечаются некоторые различия в составе слоя: повышенное содержание Be и некоторое количество бора, а также пониженные содержания Si . Обладая меньшими ионными радиусами, чем Si^{4+} и Al^{3+} , Be^{2+} и B^{3+} , по-видимому, обуславливают уменьшение параметра слоя и объема элементарной ячейки минерала. Рассчитанные формулы обнаруживают дефицит межслоевых катионов (0.82 против 1), что может быть связано со снижением суммарного заряда слоя при замещении $(Si^{4+} + Al^{3+})$ на $(Be^{2+} + B^{3+})$.

Для мелинофанов из Сибири и Лангезунд-фиорда Л. К. Солнцевой получены ИК спектры (см. рисунок) в области $4000-400\text{ см}^{-1}$ и в области $400-60\text{ см}^{-1}$; ИК спектры мелинофана из флюорито-бериллиевого рудопроявления Сибири и Лангезунд-фиорда близки друг к другу и отличаются от ИК спектра мелинофана редкометальных метасоматитов, который, видимо, представляет собой разновидность, переходную от лейкофана к мелинофану. Полосы поглощения в областях $900-1100$ и $400-600\text{ см}^{-1}$ относятся к валентным и деформационным колебаниям Si—O, полосы $665-820$ и около 320 см^{-1} — к колебаниям Be—O, в области $260-170\text{ см}^{-1}$ — к колебаниям катионной группы (Na, Ca)—O и полосы поглощения $1180-1220\text{ см}^{-1}$, по-видимому, могут быть интерпретированы как колебания Al—O.

По сравнению с ИК спектром лейкофана полосы поглощения мелинофана, хотя и лежат в тех же областях, но более широкие «размытые», что характеризует повышение симметрии кристаллической решетки мелинофана относительно лейкофана и «неупорядоченность» в замещении $\text{Al}^{3+} \rightarrow \text{Si}^{4+}$. Присутствие в ИК спектре мелинофана из флюорито-бериллиевого оруденения в области колебаний Be—O только одной полосы 690 см^{-1} , а у мелинофана Лангезунд-фиорда двух (730 и 820 см^{-1}) вместо нескольких ($690, 730, 760, 795$ и 810 см^{-1}), характерных для лейкофана, свидетельствуют, по-видимому, о возможности статистического размещения $\text{Be}^{2+} \rightarrow \text{Al}^{3+}$.

ЛИТЕРАТУРА

Бельков И. В., Денисов Д. П. Мелинофан Сахарйюкского щелочного массива. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л., «Наука», 1968.

Шацкая В. Т., Жданов Р. Г. Новые данные о лейкофане. — Тр. Минер. музея АН СССР, 1969, вып. 19.

Brogger W. Die Mineralien der Sienitpegmatiten der Sudnorwegischen Augit- und Nephelin Syenit. — Zschr. Krist., 1890, v. 16, № 173.

Zachariassen W. H. Meliphanite, Leucophanite and their relation to melilite. — Norsk. geol. Tidsskr., 1931, v. 12.

Н. М. МИТРЯЕВА, Е. В. ПОЛКАНОВА

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СФАЛЕРИТОВ АТАСУЙСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОННОЙ МИКРОСКОПИИ

Типоморфные особенности различных генераций одного и того же минерала являются отражением условий его формирования на различных этапах и стадиях рудного процесса. Минералогическими исследованиями цинково-свинцово-баритовых руд Атасуйского района, главным образом месторождения Жайрем, установлено, что формирование этих руд происходило в три этапа (Митряева, Рожнов и др., 1967): I — гидротермально-осадочный, II — гидротермально-метасоматический и III — гидротермальный. С первым этапом связано формирование существенно цинковых и свинцово-цинковых руд, являющихся естественным членом разреза осадочных толщ верхнего девона. Руды представляют собой углисто-кремнисто-глинисто-карбонатные породы с прослоями и послойной вкрапленностью сульфидов. Главные рудные минералы — сфалерит и глобулярный пирит, второстепенный — галенит, спорадически встречаются халькопирит, арсенопирит, марка-

зит и блеклая руда. В рудах широко распространены диагенетические стяжения. Текстуры руд свидетельствуют о формировании их в процессе осадконакопления и диагенеза. Руды, как и заключающие их породы, подвергались динамометаморфизму, связанному со складкообразованием, что привело к появлению в рудах складок различных масштабов, вплоть до плейчатости, развитию явлений будинажа, полостей отслоения, участков брекчирования. Динамометаморфизм не только изменил структуры и текстуры руд, но и вызвал переотложение минерального вещества с образованием метаморфических прожилков и минерализованных полостей отслоения.

Оруденение второго этапа наложено на породы и гидротермально-осадочные руды и приурочено к тектонически осложненным участкам: узлам сочленения складок и разломов различного направления, зонам дробления. Цинково-свинцово-баритовые (сфалерито-галенито-баритовые) руды представляют собой в различной степени баритизированные породы и баритовые метасоматиты с вкраплениями, гнездами и полосами сульфидов. Среди сульфидов преобладает галенит, второстепенная роль принадлежит сфалериту и пириту, характерно присутствие разнообразных сульфосолей: блеклых руд, сульфoантимонитов свинца и серебра. Гидротермальная деятельность второго этапа выразилась не только в отложении вновь привнесенного материала, но и в значительной переработке и переотложении вещества ранее сформированных гидротермально-осадочных руд. В начальную стадию под воздействием щелочных растворов происходила альбитизация пород, сопровождавшаяся выносом карбонатов и переотложением кремнезема. Параллельно имело место разобщение пирита и сфалерита руд первого этапа с образованием двух минеральных ассоциаций: альбито-доломито-кварцевой со сфалеритом и пирито-кварцевой. В последующую стадию отложилась основная масса руды.

В третий этап были сформированы медно-баритовые (халькопирито-баритовые) руды с пиритом, гематитом, блеклой рудой и некоторыми другими сульфидами. Они приурочены к участкам развития долго живущих разломов, подвижки по которым неоднократно возобновлялись.

Сфалерит является сквозным минералом. Он присутствует во всех минеральных комплексах, отвечающих различным этапам формирования руд. Он обилен в гидротермально-осадочных рудах первого этапа и тесно связанных с ними метаморфических прожилках и минерализованных полостях отслоения, в подчиненном количестве присутствует в гидротермально-метасоматических рудах второго этапа и сравнительно редок в жильных проявлениях третьего этапа.

В гидротермально-осадочных рудах сфалерит образует тонкую вкрапленность в прослоях пород, чередующихся с прослоями, насыщенными глобулярным пиритом, или же вместе с ним образует прослой пирито-сфалеритового состава. Встречаются и почти мономинеральные сфалеритовые прослой. Обычно вкрапленность сфалерита настолько тонка, что сфалеритовые прослой макроскопически очень трудно отличить от безрудных. Размеры вкрапленников от тысячных долей миллиметра до 0.6 мм. Внутренняя структура сфалерита гранобластическая, ориентированно гранобластическая, иногда порфиробластическая. Сфалерит находится в тесном срастании с глобулярным пиритом, не замещая его, а также с породообразующими минералами. В метаморфических прожилках и минерализованных полостях отслоения сфалерит вместе с кварцем, кальцитом, галенитом слагает поперечношестоватые агрегаты, а в некоторых минерализованных полостях выделяется в колломорфных агрегатах в ассоциации с пиритом, галенитом и иногда с халькопиритом.

В альбито-доломито-кварцевой ассоциации гидротермально-метасоматического этапа, развивающейся в ореоле баритово-рудных тел, сфалерит выделяется в полосах мощностью от десятых долей миллиметра до 1—2 см. В них сфалерит образует сближенные вкрапления неправильной формы,

соединяющиеся между собой, а нередко почти нацело слагает эти полосы. Структура его обычно гранобластическая, с беспорядочно ориентированными двойниками. Минерал содержит сравнительно редкие включения и метакристаллы пирита, иногда испещрен лейстами альбита. Глобулярный пирит в нем отсутствует.

В сфалерито-галенито-баритовых рудах второго этапа сфалерит в сростании с галенитом или без него образует в барите пятна и вкрапления размером от сотых долей миллиметра до нескольких миллиметров. Структура минерала панидиоморфнозернистая, зерна достигают 0.2—0.3 мм, полисинтетически сдвойникованы, двойники ориентированы беспорядочно.

В рудах третьего этапа сфалерит очень редок. Он наблюдается в виде вкраплений размером до 1—2 мм в барите или кальците, часто содержит эмульсионоподобную вкрапленность халькопирита. Зерна сфалерита крупные, полисинтетически сдвойникованы, не несут заметных следов деформации.

Сфалериты различных генераций отличаются по морфологии обособлений, структуре агрегатов, цвету, свечению в катодных и ультрафиолетовых лучах, набору ассоциирующих с ними минералов, содержанию элементов-примесей.

Как показали результаты химического анализа, в состав сфалеритов входят кадмий и железо. И если среднее содержание кадмия сравнительно невысоко и примерно одинаково для сфалеритов разных этапов, то по содержанию железа сфалериты разных генераций заметно отличаются друг от друга (табл. 1, 2). Так, в сфалеритах гидротермально-осадочных руд и связанных с ними метаморфических образований содержание FeS (в мол.%) сравнительно высокое — от 9 до 13.74, в среднем 11.47%. В то же время сфалериты гидротермально-метасоматических руд характеризуются низкой железистостью — от 0 до 3.9, в среднем 2.13% FeS.

Таблица 1

Химические анализы сфалеритов (в вес. %)

Компоненты	Номер образца													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Zn	49.4	54.4	35.2	50.4	48.2	35.9	58.1	64.2	56.9	63.0	65.6	59.6	32.1	57.8
Gd	0.04	0.04	0.16	0.23	0.26	0.25	0.48	0.26	0.17	0.22	0.26	0.25	0.21	0.16
Mn	0.05	0.02	—	—	—	Сл.	Сл.	Сл.	0.10	Сл.	—	—	—	—
Fe	7.62	5.41	4.8	4.34	9.3	4.9	7.96	1.62	2.13	2.25	0.45	0.45	1.9	2.1
Co	0.002	0.002	—	0.01	—	—	0.005	—	0.004	—	—	—	—	—
Pb	—	0.06	3.3	0.42	3.9	2.2	—	—	0.10	0.12	Сл.	2.9	1.7	3.3
S	29.2	32.1	20.1	26.4	32.5	19.1	32.7	32.6	30.3	32.3	31.9	29.6	18.7	30.2
SO ₃	—	—	0.9	Сл.	—	—	—	—	2.35	—	—	0.9	12.1	—
SiO ₂	3.34	0.75	31.5	10.2	4.5	28.1	Сл.	0.66	0.86	Сл.	0.9	3.1	6.3	2.6
Al ₂ O ₃	2.70	0.76	0.9	4.20	1.7	3.4	То же	0.22	1.90	1.36	1.3	1.8	1.9	1.7
CaO	3.58	3.36	—	1.89	—	5.1	0.29	0.14	0.04	0.36	—	—	—	2.1
MgO	0.44	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	—	—	—	—	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
BaO	—	—	1.8	То же	—	—	—	—	4.54	—	—	1.7	24.5	То же
Na ₂ O	Сл.	Сл.	—	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	0.52	То же	—	0.25	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	3.28	2.64	—	1.49	—	1.0	0.23	0.11	—	0.49	—	—	—	—
(расчет)														
Сумма	100.17	99.54	98.66	99.93	100.36	99.95	99.76	99.81	99.39	100.37	100.41	100.30	99.41	99.96

Примечание. Обр. 1—4 — из слоистой пирито-сфалеритовой руды I этапа; обр. 5 и 6 — из минерализованных полосей отслоения; обр. 7 — из метаморфического прожилка; обр. 8 — из полос с альбитом, кварцем, доломитом и кальцитом (начало II этапа); обр. 9—14 — из цинково-свинцово-баритовой руды II этапа. В обр. 1—4 присутствует органическое вещество, не исследованное из-за малого количества материала, относительно высокое его содержание отмечено в обр. 3. Аналитики Р. И. Зайцева и С. И. Поток.

Результаты пересчета химических анализов сфалеритов

Номер образ- ца	Окислы, мол. %				Минералы-примеси, мол. %				
	ZnS	CdS	MnS	FeS	галенит	пирит	кальцит	барит	кварц + + силикаты
1	86.2	—	0.1	13.7	—	2.6	7.3	—	4.3
2	90.5	—	—	9.5	—	0.6	5.7	—	0.9
3	86.0	0.2	—	13.8	1.7	—	—	1.3	29.2
4	90.8	—	—	9.2	—	—	3.5	—	9.7
5	90.2	0.3	—	9.5	1.9	13.1	—	—	4.5
6	85.9	0.4	—	13.7	1.1	—	0.1	—	31.6
7	85.8	0.4	—	13.8	—	—	0.5	—	—
8	97.3	0.2	—	2.5	—	0.4	0.3	—	0.7
9	99.0	0.2	0.2	0.6	0.1	5.1	—	3.0	1.6
10	95.8	0.2	—	4.0	0.1	0.1	1.1	—	0.7
11	99.0	0.2	—	0.8	—	—	—	—	1.4
12	97.8	0.2	—	2.0	1.4	—	—	1.2	3.5
13	99.6	0.4	—	—	1.1	6.6	—	20.0	7.9
14	96.1	0.2	—	3.7	1.6	1.6	—	—	4.9

Обращает на себя внимание и обилие минеральных примесей в сфалеритах из руд I этапа, что объясняется тонким взаимным прорастанием минералов, слагающих эти руды.

Под электронным микроскопом было изучено 11 образцов сфалерита, из них 10 отобраны из руд месторождения Жайрем и представляют на-



Рис. 1. Типичный характер скола сфалерита. Увел. 19 500. Жайрем.

иболее распространенные его генерации, один образец взят из галенитобаритовых (II этап) руд Бестюбе. Для всех образцов исследовались угольные реплики, полученные с естественных сколов сфалерита. Использовались мелкие сколы, свободные от видимых минеральных включений. Чистота минерала проверялась под лупой.

Для сфалеритов всех генераций получены ступенчатые сколы (рис. 1), обусловленные совершенной спайностью минерала (Грицаенко и др., 1969; Шадлун и др., 1969; Долманова и др., 1971). При просмотре реплик

в сфалерите обнаруживаются микровключения. В одних случаях это сравнительно редкие хорошо огащенные кристаллики, в других — сростки кристаллов, в третьих — каплеобразные неправильные формы, густо насыщающие отдельные участки реплик. В целом распределение включений неравномерное.

Сфалериты разных генераций отличаются друг от друга как по характеру включения, так и по особенностям их распределения.

Сфалерит гидротермально-осадочных руд исследован по одному образцу. Сфалерит этой генерации, как и более поздние

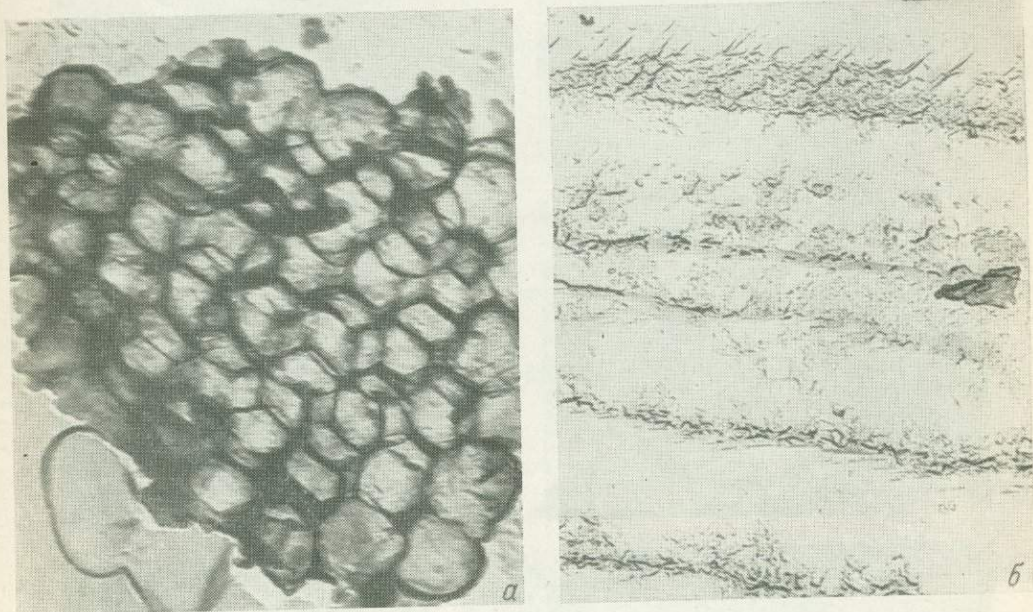


Рис. 2. Сфалерит из гидротермально-осадочной пирито-сфалеритовой руды (1 этап); Жайрем.

a — глобулярный пирит в сфалерите, увел. 36 000; *б* — микровключения, приуроченные к участкам деформации в сфалерите, увел. 20 000.

его разности, обладает типичными ступенчатыми сколами. В то же время он характеризуется особым обилием включений. Прежде всего в нем постоянно присутствуют глобулы пирита (рис. 2, *a*). При просмотре реплик, так же как и в световом микроскопе, нам ни в одном случае не удалось наблюдать замещение пирита сульфидом цинка. Кроме того, в отдельных участках реплик встречены очень мелкие включения, декорирующие неровности поверхности сфалерита. Эти неровности, по-видимому, обусловлены механическими деформациями, приведшими к смещениям в первую очередь по кристаллографическим направлениям (рис. 2, *б*). Включения такого же характера, но весьма обильные, наблюдались на отдельных плоскостях спайности. Состав включений пока не изучен.

Сфалерит из минерализованных полостей отслоения, тесно связанных с гидротермально-осадочными рудами, исследован по пяти образцам, отобранным из полостей, характеризующихся тесными взаимными прорастаниями заполняющих их минералов и развитием метакolloидных образований. Сфалерит характеризуется типичными ступенчатыми сколами, на которых в ряде случаев видны следы деформаций. По-прежнему наиболее распространенными являются включения пирита, но глобулярных форм этого минерала здесь не встречено. Пирит наблюдался в виде колломорфно-зональных сферических агрегатов с радиально-

лучистым строением зонк. Во всех случаях фиксировалось замещение пирита сфалеритом, развивающееся от центральных частей пиритовых агрегатов к их периферии (рис. 3, *a*). Подобные картины наблюдались и при изучении полированных шлифов в световом микроскопе.

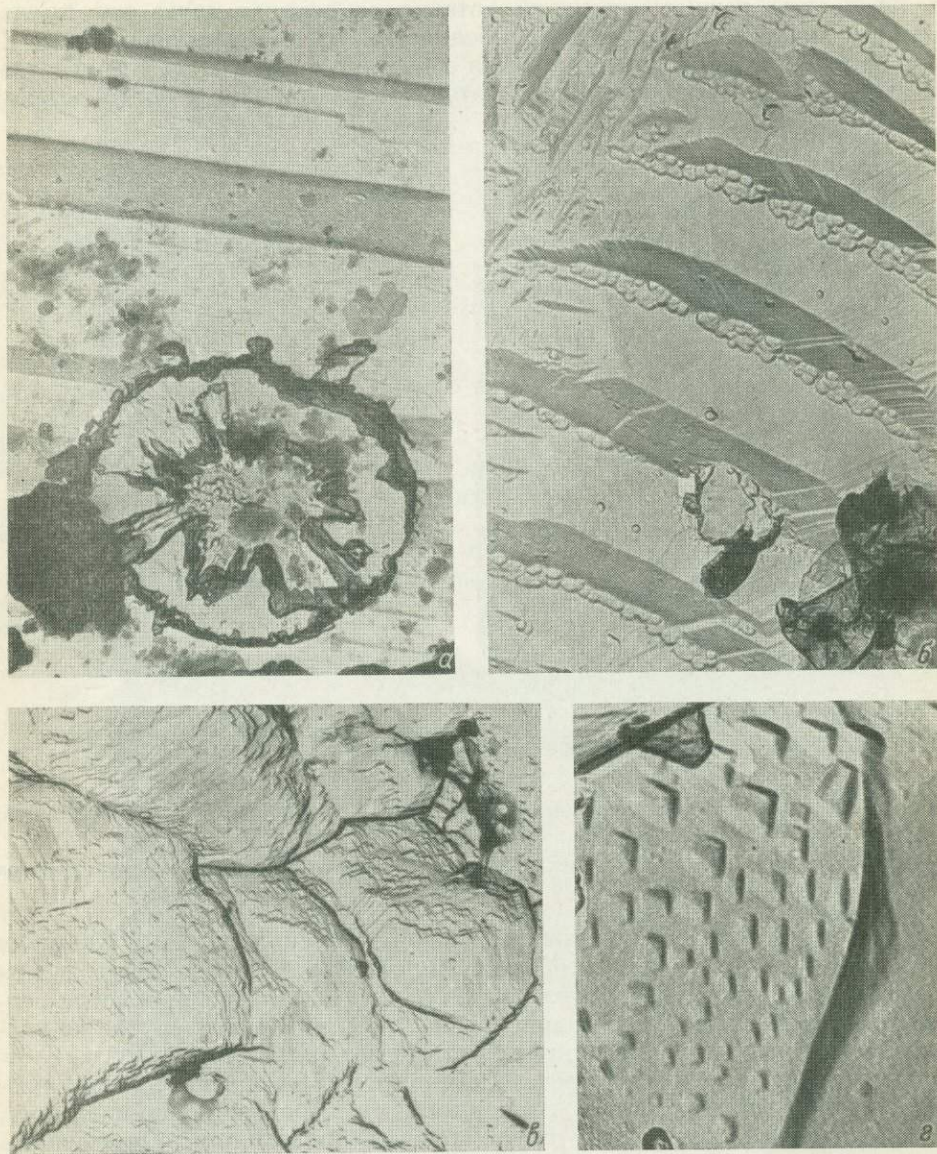


Рис. 3. Сфалерит из минерализованной полости отслоения в гидротермально-осадочной руде, Жайрем.

a — включение колломорфно-зонального радиальнолучистого пирита, замещаемого сфалеритом, увел. 15 000; *b* — включения недиагностированного минерала, приуроченные к плоскостям спайности сфалерита, увел. 20 000; *c* — дислокации в сфалерите, на отдельных участках видны фигуры роста, увел. 22 000; *d* — фигуры роста в сфалерите, увел. 36 000.

Кроме того, в единичных случаях в сфалерите были обнаружены включения, представленные сростками призматических кристалликов, по облику весьма близкие к включениям арсенопирита (Грицаенко и др., 1969). При микроскопических исследованиях минерализованных полостей отслоения арсенопирит не был встречен, но присутствие мышьяка отме-

чено в части проб сфалерита этой генерации (спектральным анализом).

Встречены также скопления мелких более или менее изометричных кристалликов пока недиагностированного минерала, приуроченные к плоскостям спайности в сфалерите (рис. 3, б). Сфалерит нередко деформирован, разбит тончайшими трещинками (рис. 3, в). В отдельных участках реплик наблюдались ориентированные фигуры роста (рис. 3, г), аналогичные выявленным в сфалеритах свинцово-цинковых месторождений Забайкалья (Шадрин и др., 1969).

В сфалерите из метаморфического прожилка (изучался один образец) установлены только редкие кристаллики пирита.

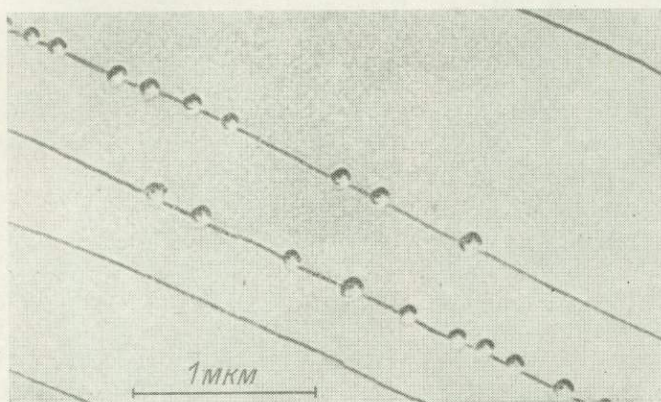


Рис. 4. Сфалерит начальной стадии гидротермально-метасоматического этапа. Включения пирита, увел. 19 500. Жайрем.

Сфалерит из образований начальной стадии гидротермально-метасоматического этапа слагает мономинеральные агрегаты. Для него типичны обычные ступенчатые сколы. Эта генерация сфалерита содержит наименьшее количество включений, что вполне согласуется и с данными химического анализа. Однако, несмотря на сравнительно низкое содержание в изученном образце пирита (0,4 мол. %), в нем под микроскопом постоянно видны включения кристалликов кубического габитуса, приуроченные к кристаллографическим направлениям в сфалерите (рис. 4). Аналогичные включения были установлены в сфалеритах упоминавшихся месторождений Забайкалья и определены как включения пирита. Других микроминералов в исследованном образце не обнаружено.

Сфалерит из сфалерито-галенито-баритовых руд второго этапа исследован электронномикроскопическим методом по трем образцам: два из месторождения Жайрем и один из Бестюбе.

Сфалерит из руд Жайрема содержит сравнительно мало включений. Среди них наиболее обычными являются глобулы пирита, в различной степени замещенные сфалеритом (рис. 5, а). Замещение развивается таким образом, что в одних случаях в сфалерите сохраняются фрагменты глобуль в виде спаянных «элементарных» зерен пирита, в других зерна пирита оказываются разобщенными (часть их, по-видимому, уже замещена) и заключенными в цементирующем их сфалерите. Значительно реже встречаются мелкие кристаллики — кубы, измеряемые сотыми долями микрона.

Сфалерит из месторождения Бестюбе содержит многочисленные включения. Хорошо видно чередование закономерно ориентированных плоскостей, несущих обильные включения, с плоскостями, свободными от них. Включения каплевидные, эмульсионеподобные. В одних случаях

они равномерно располагаются на поверхности скола, в других — группируются вдоль определенных кристаллических направлений сфалерита. Иногда такие участки окаймлены зонками сфалерита, лишенными включений (рис. 5, б). Вероятно, эти особенности сфалерита Бестюбе связаны с общим динамометаморфизмом руд месторождения.

Таким образом, электронномикроскопические исследования показали, что сфалериты всех генераций обладают типичными для этого минерала

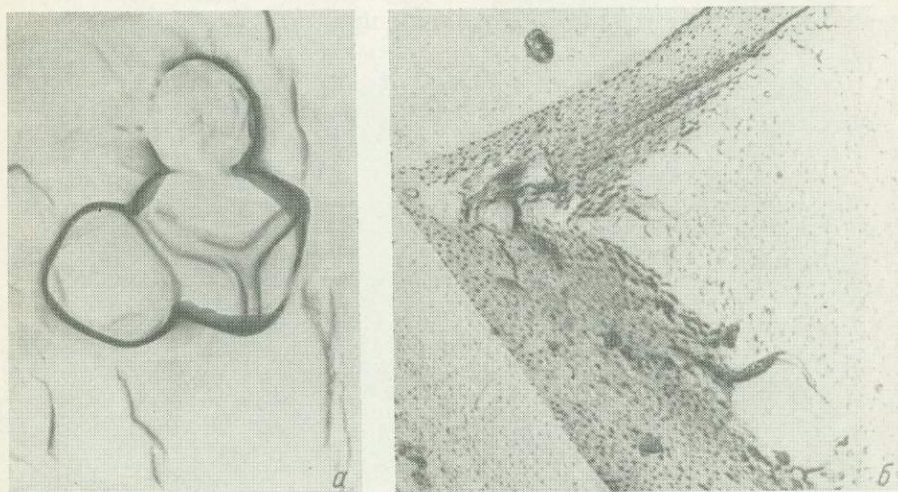


Рис. 5. Сфалерит из гидротермально-метасоматической руды.

а — фрагменты глобулярного пирита в замещающем его сфалерите, увел. 30 000, Жайрем;
б — тончайшие микровключения в сфалерите, увел. 20 000, Бестюбе.

ступенчатыми сколами и содержат минеральные микровключения. Это справедливо даже для тех случаев, когда в световом микроскопе минерал выглядит однородным и по данным химического анализа не содержит минеральных примесей.

Наиболее распространенными являются включения пирита. Их морфология и размещение различны для сфалеритов разных генераций. Наличие микровключений этого минерала показывает, что часть железа, присутствующего в проанализированных образцах сфалерита, входит в состав дисульфида железа, а часть изоморфно замещает цинк в сфалерите.

Перекристаллизация и переотложение ранних генераций приводят к снижению количества микровключений. Наоборот, с динамометаморфизмом связаны деформация сфалерита и появление в нем множества тончайших включений, приуроченных к плоскостям спайности, различным микродислокациям и к образованию в ряде случаев блоковых структур. Особенно это присуще сфалеритам гидротермально-осадочных руд, синхронных с вмещающими породами и вместе с ними испытавших деформации в связи со складкообразованием. Обилие включений в сфалерите руд I этапа вполне согласуется с образованием этой генерации минерала из сложных гелей. Процессы диагенеза и последующих преобразований привели к обособлению примесей в виде самостоятельных минеральных фаз.

Многочисленные включения появляются и в сфалерите гидротермально-метасоматических руд тех месторождений, которые, находясь в мобильных зонах, испытали сравнительно интенсивный пострудный динамометаморфизм (Бестюбе).

Полученные данные представляют интерес не только для выяснения особенностей рудоотложения и преобразования минералов, но и несомненно должны учитываться при переработке руд. Как известно, гидротермально-осадочные руды Жайрема плохо поддаются обогащению. С одной стороны, это связано с обилием органического вещества во вмещающих рудные минералы породах, с другой — несомненную роль играют тонкие взаимные прорастания ведущих рудных минералов и обилие микровключений в них (в частности, в сфалерите), обусловленное особенностями формирования руд. При дроблении этих руд агрегаты сфалерита раскалываются по плоскостям спайности. Присутствие множества тончайших минеральных включений на этих плоскостях изменяет флотационные свойства сфалерита и также может вести к снижению его извлечения.

ЛИТЕРАТУРА

Грицаенко Г. С., Звягин Б. Б., Боярская Р. В., Горшков А. И., Самолин Н. Д., Фролова К. Е. Методы электронной микроскопии. М., «Наука», 1969.

Доломанова Е. И., Боярская Р. В., Вьяльсов Л. Н., Дмитриева М. Т., Лапутина И. П. Неоднородность сфалерита из оловорудных месторождений Забайкалья. — В кн.: Вопросы однородности и неоднородности минералов, М., «Наука», 1971.

Митряева Н. М., Рожнов А. А., Муратова Д. Н., Дегтярева А. Н. Месторождение Жайрем. — В кн.: Геология и металлогения Успенской тектонической зоны, т. 3. Алма-Ата, «Наука», 1967.

Шадлун Т. Н., Боярская Р. В., Лидер В. В., Горохова Л. М. О некоторых характерных чертах сфалеритов по данным электронной микроскопии и локального рентгеноспектрального анализа. — В кн.: Типоморфизм минералов. М., «Наука», 1969.

В. В. ДИСТЛЕР, И. П. ЛАПУТИНА, А. В. СМИРНОВ,
В. С. БАЛБИН

АРСЕНИДЫ, СУЛЬФОАРСЕНИДЫ И АНТИМОНИДЫ НИКЕЛЯ, КОБАЛЬТА И ЖЕЛЕЗА ТАЛНАХСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Первые находки арсенидов, сульфоарсенидов и антимонидов в Талнахском рудном поле кратко описаны В. М. Изойтко (Изойтко, Вьяльсов, 1971). Детальное изучение сульфидных медно-никелевых руд месторождений, входящих в рудное поле, позволило установить относительно широкое распространение и большое число видов и разновидностей минералов этих групп, а также выявить специфические условия их формирования.

Арсениды, сульфоарсениды и антимониды никеля, кобальта и железа образуют характерную минеральную ассоциацию, в состав которой входят никелин, маухерит, саффлорит, леллингит, раммельсбергит, герсдорфит и брейтгауптит. Вместе с ними встречаются ульманит, самородный мышьяк, тетраэдрит, а также пирит, пентландит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин и нерудные минералы (кальцит, хлорит и редко флюорит). Важная особенность минералов ассоциации — чрезвычайно широкие вариации их состава по главным компонентам. В рудах установлены промежуточные разновидности минералов ряда саффлорит—леллингит—раммельсбергит, ранее неизвестные в природе либо в медно-никелевых рудах.

Геологические условия локализации и характеристика сростаний арсенидов, сульфоарсенидов и антимонидов

Арсениды, сульфоарсениды и антимониды никеля, кобальта и железа приурочены к карбонатным жилам и карбонатно-хлоритовым зонам замещения, пересекающим сплошные медно-никелевые руды. Карбонатные жилы развиваются вдоль относительно крупных крутопадающих тектонических нарушений или локализованы в оперяющих эти нарушения мелких трещинах. Мощности жил изменяются от первых сантиметров до 30—40 см. Отдельные жилы представляют собой тела плитообразной формы с параллельными контактами.

Карбонатно-хлоритовые зоны замещения встречаются в участках пологих тектонических нарушений, развивающихся в контактах залежей сплошных медно-никелевых руд с осадочно-метаморфическими породами. Зоны замещения образуют участки неправильной формы с нерезкими границами. Максимальная их мощность до 5—7 м. По простиранию зоны переходят в систему пологих маломощных карбонатных жил и прожилков, которые затем могут соединяться с крутопадающими жилами.

По составу рудных минералов карбонатные тела несколько различаются между собой. Выделяются карбонатные жилы с преимущественным развитием сфалерита и галенита и подчиненным количеством арсенидов, сульфоарсенидов и антимонидов, а также жилы, в которых основными рудными минералами являются арсениды, сульфоарсениды и антимониды, а галенит и сфалерит встречаются редко. В карбонатно-хлоритовых зонах замещения ведущей ассоциацией является пирито-пентландитовая с ограниченным развитием арсенидов, сульфоарсенидов, антимонидов никеля, кобальта и железа, а также галенита и сфалерита. Несмотря на отмеченные различия, все описываемые тела характеризуются общими особенностями сростаний минералов и последовательностью их выделения.

Сфалерит и галенит наиболее часто развиваются по контактам карбонатных тел. В некоторых жилах эти минералы образуют крупные скопления в центральных частях тел. На контактах жил с медно-никелевыми рудами широко проявлено замещение пирротина пентландита и халькопирита кальцитом, галенитом и сфалеритом. Участки интенсивного приконтактового замещения обычно не превышают по ширине первых сантиметров. Менее интенсивное замещение прослеживается на расстояние до 1—2 м от контакта жил.

При замещении образуются весьма характерные сростания реликтовых и новообразованных минералов. Одним из таких сростаний является агрегат закономерно ориентированных пластинок пентландита в кальците или сфалерите. В сплошных медно-никелевых рудах пластинки пентландита приурочены к пирротину и являются одной из наиболее характерных форм выделений минерала. В процессе замещения сульфидных руд пентландит сохраняется в кальците или сфалерите, замещающих пирротин. Доказательством такого способа образования этих сростаний служат структуры, наблюдаемые при неполном замещении зерна пирротина новообразованными минералами. В этих случаях в кальците (сфалерите) и пирротине пластинки имеют одну и ту же ориентировку, а некоторые из пластинок, приуроченные к граница минералов (рис. 1, а), частью находятся в пирротине, а частью в кальците (сфалерите). Соотношения минералов медно-никелевых руд и новообразованных кальцита, сфалерита и галенита позволяют считать, что в процессе замещения наименее устойчивым является пирротин, несколько дольше сохраняется халькопирит, а пентландит исчезает только в зонах полного приконтактового замещения. Арсениды, сульфоарсениды и антимониды в участках приконтактового замещения встречаются крайне редко. Они образуют мелкие

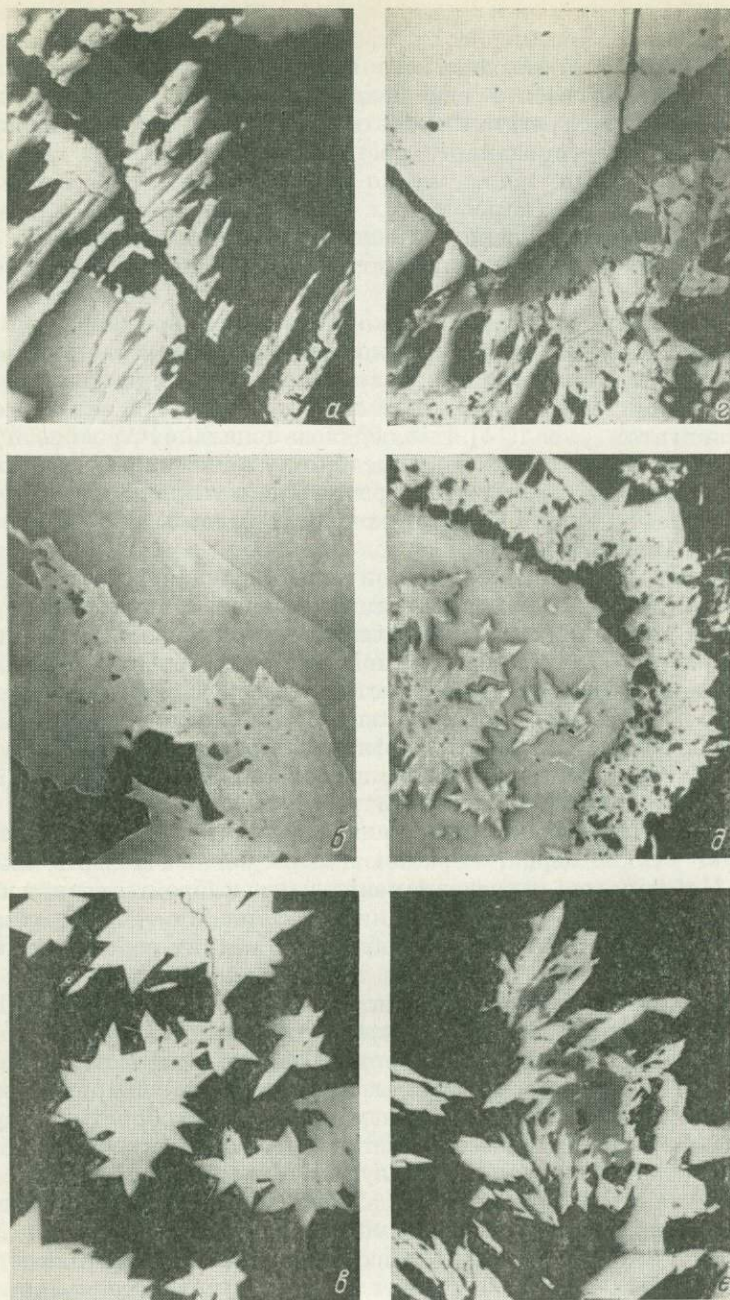


Рис. 1. Основные формы сростаний минералов в карбонатных жилах.

a — структуры замещения пентландито-пирротиновых агрегатов сплошных медно-никелевых руд кальцитом (черное) и сфалеритом (темно-серое), в кальците и сфалерите сохраняются ориентированные пластинчатые зерна пентландита, полир. шлиф, увел. 90; *b* — зональный агрегат, состоящий из никелина (серое) и диарсенидов железа, никеля, кобальта (светлое), полир. шлиф, увел. 90; *c* — звездчатые агрегаты кристаллов диарсенидов (белое) в кальците (черное), полир. шлиф, увел. 90; *d* — пирито-пентландитовые агрегаты (пирит — крупные идиоморфные кристаллы, пентландит — зерна неправильной формы, находящиеся в тесных сростаниях с кальцитом — черное), по границе зерен пирита и пентландита расположен пирротин (темно-серое), полир. шлиф, увел. 45; *e* — сростания диарсенидов с кальцитом и самородным мышьяком, в центральной части агрегата звездчатые агрегаты кристаллов диарсенидов окружены самородным мышьяком, далее следует зона кальцита (черное) и внешняя кайма мелких игольчатых и звездчатых зерен диарсенидов, полир. шлиф, увел. 45; *f* — сростания диарсенидов (светлое) с тетраэдритом (темно-серое) в кальците (черное), полир. шлиф, увел. 90.

(сотые доли миллиметра) изометричные зерна, находящиеся в сростании со сфалеритом.

Основная масса арсенидов, сульфоарсенидов и антимонидов приурочена к зальбандам и примыкающим к ним частям карбонатных жил. Зерна минералов располагаются в виде цепочек непосредственно по контакту жил, а индивиды в агрегатах ориентированы по направлению к центру жилы. Случаи ориентированного роста зерен минералов в сторону вмещающих карбонатные жилы медно-никелевых руд не наблюдались. Во внутренних частях карбонатных жил распространены идиоморфные зерна минералов, образующие цепочечные или гнездовидные скопления в кальците. Размер агрегатов достигает 0.5 см, но чаще не превышает 1—3 мм.

Рассматриваемые минералы редко образуют мономинеральные выделения и чаще слагают зональные полиминеральные сростания. Наиболее распространены сростания, в которых центральная часть агрегата сложена маухеритом, обрастающим вначале никелином, а затем саффлоритом и леллингитом (рис. 1, б). Наблюдалось зональное строение агрегатов, в которых маухерит окружен никелином, а внешняя часть агрегата сложена брейтгауптитом. Реже встречаются двуминеральные сростания никелина и брейтгауптита, в которых иногда развиты прожилкообразные выделения ульманита.

Второй тип зональных агрегатов представлен сростаниями минералов ряда леллингит—саффлорит—раммельсбергит с самородным мышьяком и реже с тетраэдритом. Наиболее характерные формы сростаний показаны на рис. 1, в, д. В центральной части агрегатов звездчатые выделения леллингита окружены зернистой массой самородного мышьяка. Затем следует зона, сложенная кальцитом, и далее расположены агрегаты идиоморфных кристаллов саффлорита и леллингита. В сростании с крупными звездчатыми агрегатами кристаллов диарсенидов встречается тетраэдрит (рис. 1, е).

В число характерных минералов ассоциации входит пентландит. Он образует мелкие зерна, нарастающие на внешнюю часть зональных агрегатов. Наблюдалось нарастание пентландита на брейтгауптит и никелин. Малораспространенные минералы данной ассоциации — герсдорфит и тетраэдрит — встречаются в виде обособленных мелких зерен или образуют сростания со сфалеритом, галенитом или халькопиритом.

Весьма своеобразным парагенезисом, ранее неизвестным в Норильских месторождениях, является карбонатно-пирито-пентландитовая ассоциация. В ее составе, хотя и в ограниченных количествах, также отмечаются арсениды, сульфоарсениды и антимониды. Пирито-пентландитовые агрегаты слагают центральную часть карбонатно-хлоритовых зон замещения. В периферической части зон из рудных минералов преимущественным распространением пользуются галенит и сфалерит. Соотношения галенита и сфалерита с минералами медно-никелевых руд аналогичны соотношениям, описанным выше. Важной особенностью данного парагенезиса является необычно высокое количество пентландита. Так, содержание никеля в зоне, основным носителем которого является пентландит, составляет около 9—10%, а в отдельных локальных участках достигает 15%. Количественное соотношение между пиритом и пентландитом обычно не ниже 1:1 при общем количестве сульфидов 50—80 объемн. %.

Пирит образует крупные идиоморфные кристаллы, размер которых достигает 5—7 мм. Отдельные кристаллы раздроблены или цементируются кальцитом или кальцитом и пентландитом. Основная масса пентландита располагается между кристаллами пирита. Количество пентландита в карбонатном теле закономерно возрастает от его краев к центральной части. Минерал образует неправильной формы зерна в сростании главным образом с кальцитом и реже со сфалеритом и халькопиритом. Иногда

на границе пентландита с пиритом развивается пирротин (рис. 1, з).

Арсениды, сульфоарсениды и антимониды в этих образованиях встречаются главным образом в виде мелких зерен, находящихся в виде включений в кальците и реже в сфалерите. Минералы слагают обычно мономинеральные скопления и не образуют зональных агрегатов. Наиболее распространены никелин и маухерит, редко встречаются герсдорфит и брейтгауптит.

Химический состав арсенидов, сульфоарсенидов, антимонидов и некоторых ассоциирующих с ними минералов

Для арсенидов, сульфоарсенидов и антимонидов никеля, кобальта, железа в различное время и с разной степенью обоснованности фактическим материалом делались выводы о широких вариациях в их химическом составе (Клемм, 1965; Шишкин, 1969, и др.). Однако только в последнее время благодаря рентгеновскому микроанализу получены достаточно полные данные, доказывающие почти неограниченную смесимость в минералах этих групп по главным компонентам. Наиболее важными работами по этому вопросу являются исследования минералогии руд месторождения Кобальт-Говганда, Онтарио, Канада (Petruk et al., 1971) и месторождения хромо-никелевых руд провинции Малага, Испания (Oen et al., 1971), а также данные, содержащиеся и в отдельных минералогических работах (Виноградов и др., 1972а, 1972б, и др.). Важной особенностью минералов этих групп, как показано в цитируемых работах, является тот факт, что вариации в составе минералов весьма значительно проявлены даже в пределах отдельных оптически гомогенных зерен.

Талнахские арсениды, сульфоарсениды и антимониды, как показывает их изучение с помощью рентгеновского микроанализа, также характеризуются значительными вариациями состава и высокой неоднородностью распределения главных компонентов. Для отдельных минералов устанавливаются значительные вариации как в катионной, так и в анионной части.

Анализ проведен на микроанализаторе с электронным зондом MS-46. Определение концентраций элементов Fe, Co, Ni, Cu, As и S выполнено по излучению K_{α_1} , а Sb по L_{α_1} при ускоряющем напряжении 20 кв, а для S и Sb при 10 кв. Эталоны металлические Fe, Ni, Co и Cu, а также природные NiAs и FeS₂ стехиометрических составов. Расчет концентраций выполнен на ЭВМ по модифицированной программе Дж. Шпрингера (Springer, 1967) со значениями массовых коэффициентов поглощения по К. Ф. Хейнриху (Heinrich, 1966), поправки на атомный номер по П. Данкамбу и С. Риду (Duncumb, Reed, 1968) и на характеристическую флуоресценцию по С. Риду (Reed, 1965).

Н и к е л и н является одним из наиболее распространенных минералов рассматриваемой ассоциации. Для него характерны два типа сростаний: с арсенидами, а также с антимонидами и сульфоантимонидами. Значительно реже встречаются мономинеральные выделения никелина.

Минерал характеризуется относительно постоянным составом катионов и имеет вариации в анионной части (табл. 1). В составе минерала кроме никеля установлено присутствие кобальта и железа, достигающих в сумме 6 атомн.%. В пределах мономинерального зерна никелина, как показывают результаты сканирования в характеристическом рентгеновском излучении, все три элемента распределены равномерно (рис. 2). Записью концентрационных кривых установлено резкое обогащение кобальтом только в самых краевых частях зерен на контакте никелина с саффоритом.

Химический состав никелина, маухерита, герсдорфита, брейтгаушита и ульманита Талнахского рудного узла

Весовые проценты								Атомные соотношения								
Ni	Co	Fe	Cu	As	S	Sb	Сумма	Ni	Co	Fe	Cu	As	S	Sb	As + S + Sb	
Никелин																
41.0	1.6	0.8		51.6		5.8	100.8	0.94	0.04	0.02		0.94		0.06	1.0	
41.0	1.2	0.6		48.3		10.3	101.4	0.96	0.02	0.02		0.89		0.11	1.0	
Маухерит																
51.0				42.2	2.0	3.7	98.9	11.0				7.13	0.79	0.38	8.3	
49.6	2.0			47.0		1.9	100.5	10.6	0.40			7.86		0.20	8.06	
51.0				44.8	0.4	3.7	101.1	11.0				7.50	0.20	0.40	8.1	
Герсдорфит																
33.0	1.2	1.0		41.8	18.8	4.0	99.8	0.94	0.03	0.03		0.93	0.98	0.06	1.97	
Брейтгаушит																
34.1	0.1		0.3	1.2	1.3	64.1	101.0	0.99			0.01	0.03	0.06	0.91	1.0	
Ульманит																
28.6				2.3	15.4	54.3	100.6	1.0				0.06	0.98	0.91	1.95	
27.7				2.2	14.3	57.0	101.2	1.0				0.06	0.95	1.0	2.02	
27.2		0.2		4.0	13.2	56.1	100.5	0.99		0.01		0.11	0.89	1.0	2.0	

Примечание. Атомные соотношения компонентов рассчитаны по сумме катионов, принятой равной теоретическому количеству атомов в формульной единице.

Наибольшие вариации в химическом составе никелина установлены в анионной части. В никелине Талнахского рудного поля определены высокие концентрации сурьмы, достигающие 11 атомн. % от суммы анионов. Распределение сурьмы весьма неравномерное (рис. 2, а), и содержания могут отличаться почти вдвое. Участки, обогащенные и относительно обедненные сурьмой, образуют зоны, параллельные ограничениям зерна никелина (рис. 2, е), и очевидно, сурьма является основным элементом, определяющим зональную неоднородность никелина, которая проявляется при сканировании минерала в поглощенных электронах (рис. 2, а).

Маухерит по распространенности близок к никелину, с которым часто находится в сростаниях. Минерал характеризуется относительно постоянным химическим составом в пределах зерен. Отдельные выделения его различаются между собой также не столь значительно, как для никелина (табл. 1). Максимальное количество кобальта в минерале достигает 2.0 вес. %. Установлены относительно высокие содержания сурьмы (до 3.7 вес. %) и изменяющиеся концентрации серы (от 0 до 2.0 вес. %).

Минералы ряда лёллинит-саффорит-раммельсбергит представляют собой ряд минералов, для которых в трехкомпонентной системе $FeAs_2-NiAs_2-CoAs_2$ известен широкий ряд твердых растворов. Среди природных диарсенидов установлены почти все промежуточные разновидности в ряду составов $FeAs_2-CoAs_2$ (Petruk et al., 1971). Значительное число промежуточных разновидностей существует в ряду $NiAs_2-CoAs_2$ (Petruk et al., 1971), а с учетом данных Р. А. Вишгородовой и др. (1972) этот ряд также может рассматриваться как минеральная серия с неограниченной смесимостью. Следует подчеркнуть, что разновидности ряда $FeAs_2-CoAs_2$ в природе встречаются

чаще, чем разновидности NiAs_2 — CoAs_2 . Наименее распространены в природе составы минералов, отвечающих ряду FeAs_2 — NiAs_2 . Лишь в последнее время (Oen et al., 1971; Petruk et al., 1971) установлены богатые никелем промежуточные члены ряда FeAs_2 — CoAs_2 .

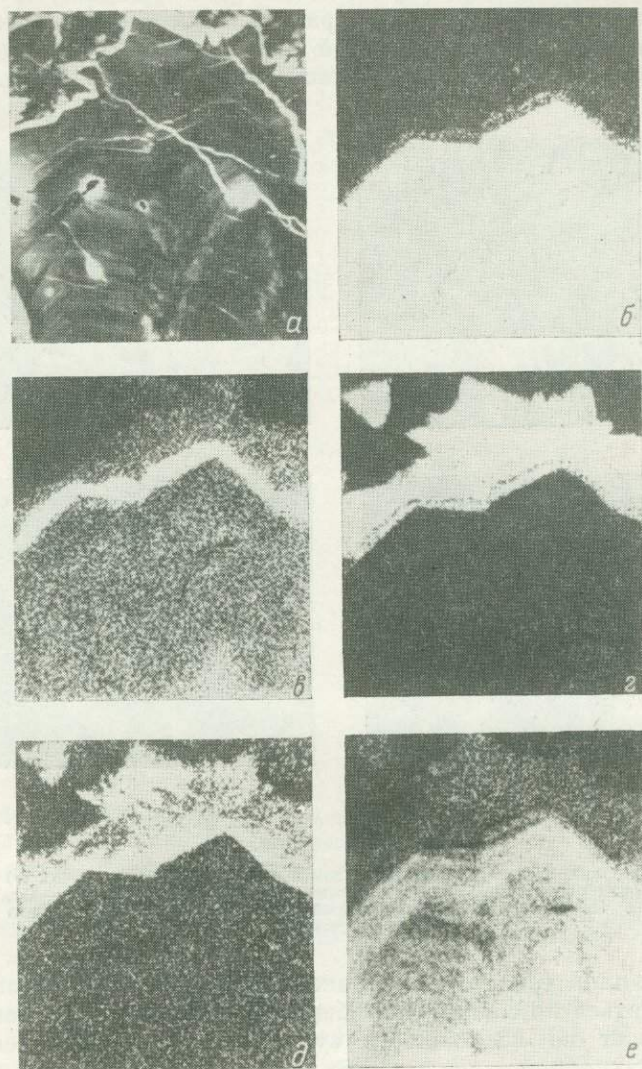


Рис. 2. Распределение элементов в зональных агрегатах никелина и диарсенидов (см. рис. 1, б).

Сканирование под электронным зондом в поглощенных электронах (а) и характеристическом рентгеновском излучении (б — Ni, в — Co, г — Fe, д — S, е — Sb). Никелин занимает нижнюю большую часть фотографии, а диарсениды — верхнюю. Отчетливо видна последовательная смена в кайме диарсенидов сафлорита лёллингитом (во внешней части).

Диарсениды Талнахского рудного узла существенно расширяют поле возможных природных твердых растворов диарсенидов, главным образом в части FeAs_2 — NiAs_2 . Общий диапазон изменения составов талнахских диарсенидов составляет (в атомн. % от суммы катионов): железо от 28 до 100, кобальт от 0 до 42 и никель от 0 до 44. Составы $(\text{Fe}_{0.62}\text{Co}_{0.24}\text{Ni}_{0.14})_{1.00}$, $(\text{Fe}_{0.32}\text{Co}_{0.25}\text{Ni}_{0.43})_{1.00}$ и особенное $(\text{Fe}_{0.63}\text{Co}_{0.02}\text{Ni}_{0.35})_{1.00}$

и $(\text{Fe}_{0.54}\text{Co}_{0.02}\text{Ni}_{0.44})_{1.00}$ ранее в природе не встречены, хотя и являются весьма обычными для Талнахского рудного поля.

Установленные вариации обусловлены главным образом высокой микро неоднородностью состава зерен минералов. На микрофотографиях сканирования зерен диарсенидов в поглощенных электронах и характеристическом рентгеновском излучении (рис. 2 и 3) видно, что зоны с разным содержанием элементов дискретны. Микрзоны — неправильные по форме участки и каймы переменной ширины (рис. 2) или выдержанные, ритмично чередующие участки, располагающиеся параллельно ограни-

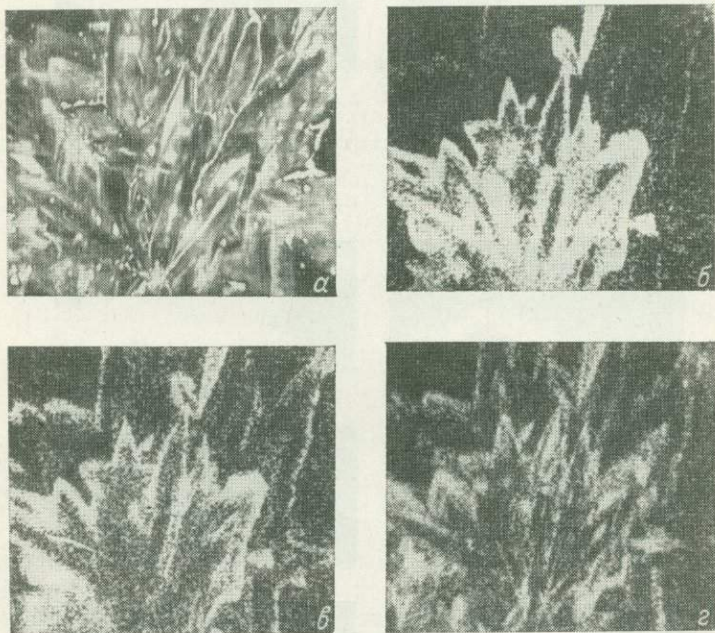


Рис. 3. Микро неоднородность звездчатых агрегатов кристаллов диарсенидов.

Сканирование под электронным зондом в поглощенных электронах (а) и характеристическом рентгеновском излучении (б — Ni, в — Co, г — S). Отчетливо виден дискретный характер изменения состава микрзон.

чениям кристаллов (рис. 3). Соседние микрзоны могут весьма значительно различаться по составу, но общее разнообразие составов в разных зонах указывает на возможность существования почти непрерывных замещений в катионной части и достаточно широких вариаций в анионной части.

Особенности изоморфизма катионов следующие (табл. 2 и 3, рис. 4). На концентрационной диаграмме (рис. 4) можно видеть, что выделяются несколько типов распределения элементов. Первый тип распределения (А) соответствует составам, в которых преобладает дёллингитовый минал. Замещение железа никелем и кобальтом происходит в различных количественных соотношениях. Выделяются участки, в которых железо замещается одновременно никелем и кобальтом (типы распределения В, В) либо только никелем (типа распределения Г). Составы зон с выделенными типами распределений элементов приведены в табл. 3.

В талнахских диарсенидах широко проявлен анионный изоморфизм. Почти в каждой разновидности часть атомов мышьяка замещена серой и сурьмой. Максимальные концентрации серы достигают 10 вес.%, или 28 атомн.% от суммы анионов, а сурьмы 5.8 вес.%, или 12.5 атомн.%.

Химический состав минералов ряда лёллингит—саффорит—раммельсбергит

Номер анализа	Весовые проценты							Атомные соотношения						
	Fe	Co	Ni	As	S	Sb	сумма	Fe	Co	Ni	As	S	Sb	As + S + Sb
1	27.0			71.6	0.4		99.0	1.00			1.98	0.02		2.00
2	27.6			72.0		1.2	100.8	1.00			1.94		0.02	1.98
3	26.2	0.7		69.0		3.3	99.2	0.96	0.04		1.88		0.06	1.94
4	17.2	0.6	10.0	69.8	0.3	2.0	99.9	0.63	0.02	0.35	1.91	0.02	0.03	1.96
5	17.0	7.1	4.0	68.0	2.2	2.8	101.1	0.62	0.24	0.14	1.84	0.14	0.05	2.03
6	13.9	7.0	8.7	60.2	6.6	2.0	98.4	0.48	0.23	0.29	1.55	0.40	0.03	1.98
7	12.0	4.6	12.5	62.0	4.0	5.8	100.9	0.43	0.42	0.15	1.64	0.25	0.10	1.99
8	11.0	12.2	9.0	53.0	10.0	4.0	99.2	0.35	0.37	0.28	1.28	0.56	0.06	1.90
9	8.6	7.2	12.0	62.0	4.0	5.8	100.9	0.32	0.25	0.43	1.71	0.25	0.10	2.06
10	0.3	12.5	17.5	69.2	0.6		100.1	0.01	0.41	0.58	1.79	0.04		1.83
11	1.05	0.5	27.1	69.5	1.1		99.3	0.04	0.02	0.96	1.92	0.07		1.99
12	15.45	3.65	8.80	71.5	0.4		99.8	0.57	0.30	0.13	1.97	0.02		1.99
13	14.2	4.0	9.50	71.5	0.8		100.0	0.57	0.33	0.10	1.96	0.05		2.01
14	14.1	4.35	9.68	71.3	0.4		99.63							
15	14.1	4.60	8.70	71.6	0.5		99.50							
16	14.1	4.65	9.65	69.9	0.7		99.00							

Примечание. 1—9 — Талнахское рудное поле; 10 — район Бу-Аззер, Марокко (Виноградова и др., 1972); 11—16 — провинция Малага, Испания (Oen et al., 1971).

Таблица 3

Химический состав зон с различным соотношением Fe, Ni, Co в пределах одного зерна диарсенида

Зоны	Весовые проценты		
	Fe	Ni	Co
A	27.8		
B	19.9	6.1	2.1
B	15.8	11.8	5.0
Г	15.6	12.2	0.9

Примечание. Зоны A, B, B и Г соответствуют участкам с различными типами распределения компонентов на концентрационной диаграмме (рис. 4).

Составы с такими высокими концентрациями серы ранее в природе не устанавливались. Участки с различным содержанием серы образуют дискретные микрзоны, располагающиеся параллельно кристаллографическим ограничениям зерен (рис. 3, з).

Наиболее постоянный состав анионов имеют чистые лёллингиты. Возрастание содержания серы происходит при замещении части железа одновременно никелем и кобальтом (рис. 4, зоны B, B). Однако в наиболее никелистых фазах, в которых кобальт отсутствует или встречается в количествах, меньших 1.0 вес.%, сера отсутствует или ее концентрация обычно также меньше 1.0 вес.% (рис. 4, зона Г). Аналогичные закономерности характеризуют распределение сурьмы, количество которой возрастает при увеличении степени замещения железа никелем и кобальтом.

Таким образом, общей особенностью изоморфизма в талнахских диарсенидах является развитие сопряженного замещения $(Fe+As) \leftarrow \leftarrow [(Ni+Co)+(Sb+S)]$ и, очевидно, $(Fe+As) \leftarrow Co+S$, поскольку корреляция между Ni и S отсутствует.

Наиболее распространенным парагенезисом железистых и железоникелевых диарсенидов является ассоциация с самородным мышьяком, а минералы, обогащенные кобальтом и никелем, обычно встречаются в сростаниях с никелином и маухеритом.

Данные по составам талнахских диарсенидов в сочетании с микро-рентгеноспектральными анализами, приведенными в цитированных выше работах (табл. 2 и 4), позволяют обосновать фактическим материалом

действительное существование почти полной смесимости в природных соединениях системы $\text{FeAs}_2\text{—NiAs}_2\text{—CoAs}_2$.

Рассматриваемые нами диарсениды существенно дополняют имеющиеся данные и заполняют почти третью часть треугольной диаграммы $\text{FeAs}_2\text{—}$

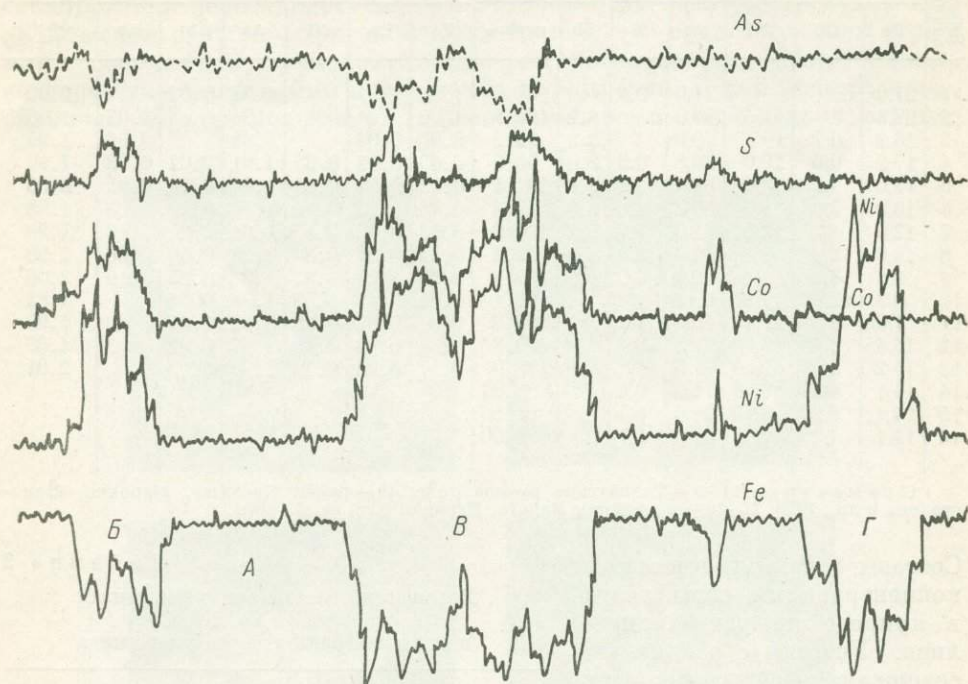


Рис. 4. Концентрационные кривые Fe, Ni, Co, S и As зонального зерна диарсенида. А — зоны существенно лёллингитового состава без Ni и Co; Б и В — зоны, в которых железо замещено никелем и кобальтом. Г — зоны, в которых железо замещено никелем. Шкала интенсивности (в имп./сек.): для Ni — 10^3 , для Fe — $3 \cdot 10^3$, для Co — 10^3 , для S — 10^3 , для As — $3 \cdot 10^3$.

$\text{NiAs}_2\text{—CoAs}_2$, примыкающую к стороне $\text{FeAs}_2\text{—NiAs}_2$ (рис. 5). На диаграмме видно, что неизвестные до сих пор составы диарсенидов занимают лишь ограниченную область, примыкающую к вершине NiAs_2 . Важно подчеркнуть, что количественные соотношения компонентов в диарсенидах изменяются либо достаточно плавно так, что близлежащие участки различаются между собой на малую величину концентраций (Petruk et al., 1971, стр. 160), либо скачкообразно со значительным разрывом в содержании элементов в близких участках. Таким образом, изоморфные ряды

Таблица 4

Химический состав главных разновидностей диарсенидов месторождения Кобальт, Онтарио, Канада (Petruk et al., 1971)

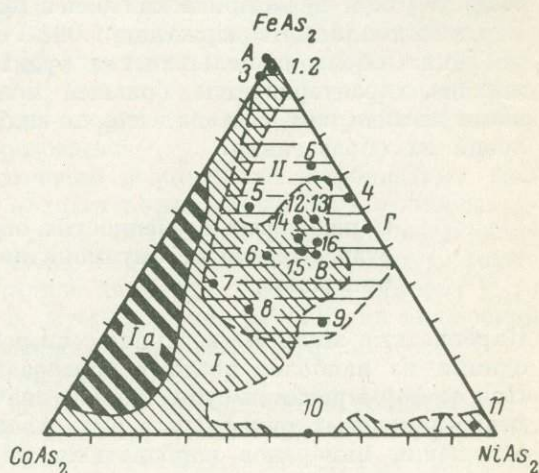
Весовые проценты			Атомные соотношения		
Fe	Co	Ni	FeAs_2	CoAs_2	NiAs_2
20.7—28.0	0.0—7.9	0.8	70—97	0—27	3
11.0	17.5	1.5	37	58	5
6.0	21.0	3.0	20	70	10
4.0	26.0	2.0	12	82	6
5.0	23.1	3.6	16	73	11
0.9	6.6	24.6	3	20	77
0.0—2.2	2.0—7.8	21.9—29.0	0—8	7—24	68—93

могут быть либо непрерывными, либо прерывистыми. Существенно, что неоднородность составов диарсенидов главным образом проявляется в микромасштабах.

Обобщение материала по составам диарсенидов позволяет считать, что существующая номенклатура минералов этой группы нуждается в дополнительной разработке. В ряде работ (Holmes, 1947; Berry, Thompson, 1962a, 1962b; Radcliff, Berry, 1968; Petruk et al., 1971, и др.) чисто железистые диарсениды отнесены к лёллингиту, а остальные разновидности ряда FeAs_2 — CoAs_2 — к саффориту. В работах (Berry, Thompson, 1962a, 1962b; Radcliff, Berry, 1968) по рентгеноструктурным данным предложено саффориты разделить на пять групп. Для промежуточных разновидностей ряда NiAs_2 — CoAs_2 и NiAs_2 — FeAs_2 , поскольку в природе

Рис. 5. Диаграмма составов диарсенидов ряда лёллингит—саффорит—раммельсбергит.

I — диарсениды месторождения Кобальт-Говганда (Petruk et al., 1971), *Ia* соответствует наиболее распространенным составам; *II* — диарсениды Талнахского рудного узла. 1—16 — номера анализов в табл. 2; А, Б, В, Г — анализы в табл. 3; *незаштрихованное поле* соответствует не установленным составам в природе.



они встречаются редко, специальных структурных исследований, позволяющих провести их подразделение, не проведено. Обычно названия минерала даются по преобладающему в составе миналу с добавлением в название ведущего примесного элемента. Однако такое номенклатурное подразделение вряд ли следует признавать удачным, так как при этом трудно дать название таким, например, разновидностям, которые имеют состав, соответствующий ан. 6, 7 и 8 (табл. 2, рис. 5).

Рассмотренные нами данные по изоморфизму в анионной части диарсенидов, главным образом мышьяка и серы, позволяют высказать предположение о существовании переходов между диарсенидами и сульфодарсенидами.

Герсдорфит по составу представлен обычной разновидностью (табл. 1). Минерал, как правило, однороден и имеет лишь небольшие вариации в количестве примесей Fe, Co и Sb. Дебаеграмма минерала соответствует эталонной.

Брейтгауптит наиболее распространен среди сурьмяных минералов. Значительных вариаций в составе не установлено. В качестве примесей содержит десятые доли процента кобальта, меди и около 1 вес. % мышьяка и серы (табл. 1).

Ульманит характеризуется небольшими вариациями в составе анионной части. Во всех образцах установлено присутствие мышьяка в количествах от 2 до 4 вес. % (табл. 1). В катионной части, за исключением десятых долей процента железа, примеси не обнаружены.

Тетраэдрит впервые обнаружен в Талнахском рудном поле. Дебаеграмма минерала аналогична эталонной. Химический состав тетраэдрита (в вес. %): Cu — 38.3, Zn — 7.8, Fe — 0.2, Sb — 29.6, S — 23.2, As — 1.6, сумма 100.7 рассчитывается на кристаллохимическую формулу $(\text{Cu}_{9.98}\text{Zn}_{1.97}\text{Fe}_{0.05})_{12}\text{Sb}_{4.03}(\text{S}_{11.98}\text{As}_{0.35})_{12.33}$.

В пирито-пентландито-карбонатной ассоциации особенности химического состава минералов следующие.

Пентландит представлен разновидностью состава (в вес.%): Fe — 31.3, Ni — 35.9, Co — 0.7, S — 32.7, сумма 100.06. В отличие от пентландита сплошных медно-никелевых руд содержит несколько большее количество никеля. Вариаций в составе минерала не установлено.

Пирит характеризуется зональной неоднородностью состава по содержанию никеля и кобальта. В центральных частях кристаллов кобальт преобладает над никелем. Содержание кобальта 0.8 и никеля 0.45 вес.%. К краям зерен концентрация никеля возрастает до 0.95 и 1.9% в узкой периферической зоне. Кобальт возрастает менее заметно. Его максимальные содержания 1.02%.

Таким образом, большинство рудных минералов карбонатных прожилков характеризуется большей или меньшей степенью неоднородности химического состава, что, по-видимому, отражает особенности условий их образования.

О некоторых особенностях образования арсенидов, сульфоарсенидов антимонидов и ассоциирующих с ними минералов

Карбонатные жилы и связанная с ними рудная минерализация являются одними из наиболее поздних образований Галнахского рудного поля. При ее формировании существенное значение имели процессы замещения медно-никелевых сульфидных руд. Анализ структур и особенностей соотношений минералов карбонатных жил с минералами сплошных руд позволяет выделить среди новообразований две специфические ассоциации. Первая включает кальцит, хлорит, сфалерит, галенит и частично пирит. Вторая — арсениды, сульфоарсениды и антимониды и некоторые другие минералы, находящиеся с ними в сростаниях, а также занимающие несколько обособленные положения пирит и пентландит. Для первой ассоциации характерны отчетливые признаки замещения этими минералами сульфидов железа, меди и никеля сплошных руд. Об этом убедительно свидетельствуют описанные выше структуры. У минералов второй ассоциации эти признаки практически отсутствуют. Кроме того, особенности их локализации и соотношения с кальцитом, сфалеритом и галенитом позволяют считать, что минералы второй ассоциации отлагаются позже минералов первой.

Таким образом, можно заключить, что формирование минерализации карбонатных прожилков включает процессы замещения, в результате которого образуется карбонатно-полиметаллическая ассоциация и отложения, с которым связаны арсениды, сульфоарсениды, антимониды и сульфиды железа, никеля и кобальта. Образование последних, очевидно, происходит в результате отложения компонентов, мобилизуемых в процессе замещения сульфидных руд карбонатно-полиметаллической ассоциации. Действительно, в экзоконтакте жил наблюдается полное разложение пирротина, халькопирита и пентландита и замещение их кальцитом, сфалеритом и галенитом. Кроме того, неравномерное замещение минералов сплошных руд прослеживается на расстоянии до нескольких метров от контактов жил. В результате этого процесса в раствор переходят значительные количества железа, никеля, кобальта и меди, которые впоследствии могут осаждаться во внутренних частях формирующихся жил. С этой точки зрения удовлетворительное объяснение находят общие особенности составов арсенидов, сульфоарсенидов, антимонидов и сульфидов, входящих во вторую минеральную ассоциацию. Среди них, как показывает расположение точек составов на треугольной диаграмме диарсенидов, а также составы остальных минералов, преобладают железо-никелевые минералы и меньше распространены кобальтовые и кобальтсодержащие минералы. Подобное же

соотношение компонентов свойственно сплошным рудам, в которых концентрации кобальта по сравнению с никелем и железом невелики.

Широкое распространение в Талнахском рудном поле диарсенидов ряда лёллингит—раммельсбергит, которые редко встречаются в других месторождениях мира, обусловлено соотношением компонентов, выщелачиваемых из сплошных сульфидных руд при наложении на них поздних гидротермальных процессов.

Широким развитием явлений переотложения компонентов, очевидно, объясняется высокая неоднородность состава минералов.

Образование карбонатных жил и связанной с ними рудной минерализации может быть представлено как процесс, в котором углекислыми растворами привносятся главным образом цинк, свинец, мышьяк и сурьма, а остальные компоненты — никель, железо, кобальт, медь — выщелачиваются в процессе метасоматического замещения и затем переотлагаются в составе минеральных новообразований.

Изучение газовой-жидких включений в минералах карбонатных жил показывает, что эти образования являются относительно низкотемпературными. В кальците и сфалерите установлены собственно газово-жидкие включения размером 0.008 мм. Включения имеют изометричную форму или форму отрицательных кристаллов кальцита. Соотношения фаз $V_{\text{газ}} : V_{\text{жидк}}$ варьируют от 1 : 7 до 1 : 5. Второй, более редкий тип включений представлен трехфазовыми образованиями с жидкой углекислотой. Соотношение фаз $V_{\text{газ}}^{\text{CO}_2} : V_{\text{жидк}}^{\text{CO}_2} : V_{\text{жидк}}$ обычно 1 : 6 : 5.

Гомогенизация обоих типов включений происходит в жидкую фазу. Температура гомогенизации первого типа включений в кальците составляет 120—165°, второго — 270° С. В сфалерите включения гомогенизируются при температурах 215—240°. В кальците, находящемся в сростании с пиритом и пентландитом, температура гомогенизации также 180—260°. Полученные температуры находятся в хорошем соответствии с экспериментальными данными по устойчивости пирито-пентландитовой ассоциации (Крайт, 1971). Максимальная температура равновесия этих минералов менее 300° и определяет формирование ассоциации только в гидротермальных низкотемпературных условиях.

Таким образом, арсениды, сульфидарсениды, антимониды Талнахского рудного поля представляют собой ассоциацию, формирующуюся при наложении низкотемпературного гидротермального процесса на медно-никелевые руды, в результате которого происходит выщелачивание из сульфидных руд железа, никеля и кобальта, которые затем переотлагаются в виде арсенидов, сульфидарсенидов, антимонидов и сульфидов.

ЛИТЕРАТУРА

Виноградова Р. А., Еремин Н. И., Крутов Г. А. Состав и свойства зонального сафлорита из района Бу-Аззер (Марокко). — Вестн. МГУ, 1972а, геология, № 6.

Виноградова Р. А., Еремин Н. И., Крутов Г. А. Богатый кобальтом раммельсбергит из района Бу-Аззер. — ДАН СССР, 1972б, т. 207, № 1.

Изоитко В. М., Вальсов Л. Н. Об ассоциации арсенидов и антимонидов никеля в рудах Талнахского месторождения. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского района. Норильск, 1971.

Крайт Дж. Р. Взаимоотношения пирит-пентландит. — В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М., «Недра», 1971.

Шишкин Н. Н. Кобальт в рудах месторождений СССР. — Автореф. докт. дисс. Л., 1969.

Berry L. G., Thomson R. M. X-ray powder data for ore minerals: the peacock atlas. N. Y., 1962а.

Berry L. G., Thompson R. M. X-ray powder data for ore minerals. — Geol. Soc. Amer. Met., 1962b, v. 85.

Dumcumb P., Reed S. J. B. The calculation of stopping powder and backscatter effects in electron probe microanalysis. Quantitative electron probe microanalysis. — NBS, Spec. Publ., 1968, v. 198.

Heinrich K. F. J. X-ray absorption uncertainly. — Electron Microprobe, N. Y., 1966.

Holmes R. I. Higher mineral arsenide of cobalt, nickel and iron. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1947, v. 58, № 4.

Klemm D. Synthesen und Analysen in Dreiecksdiagrammen FeAsS—CoAsS NiAsS und FeS₂—CoS₂—NiS₂. — Neuse Jahr. Miner. Abh., 1965, Bd. 103, Hf. 3.

Oen J. S., Burke E. A., Keift C., Westerhof A. B. Ni-arsenides, Ni-rich loellingite and (Fe, Co)-rich gersdorffite in Cr-Ni-ores from Malaga Province, Spain. — Neuse Jahr. Miner. Abh., 1971, Bd. 115, Hf. 2.

Petruk W., Harris D. S., Steward I. M. The silver-arsenide Deposit of the Cobalt Goganda Region, Ontario. — Canad. Miner., 1971, v. 11, pt. 1.

Radcliff D., Berry L. G. The safflorite loellingite solid solution. — Amer. Miner., 1968, v. 53.

Reed S. J. Characteristic fluorescence corrections in electron probe microanalysis. — Brit. J. Appl. Phys., 1965, v. 16.

Springer G. Die Berechnung von Korrekturen für die quantitative Elektronenstrahlmikroanalyse. — Fort. Miner., 1967, Bd. 45, № 1.

Н. С. РУДАШЕВСКИЙ, А. Ф. СИДОРОВ, Г. В. СПИРИДОНОВ,
А. Л. ХИНЕЙКО

МИНЕРАЛЫ РЯДА FeAsS—CoAsS (НА ПРИМЕРЕ АБАКАНСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ)

В системе FeAsS—CoAsS известно несколько минералов (по мере увеличения содержания Co): арсенопирит, данаит, глаукоdot, аллоклазит¹ и кобальтин. Границы существования этих минералов трактуются в различных работах неоднозначно (Дэна и др., 1950; Крутов, 1959; Минералы, 1960; Рамдор, 1962; Махмудов, 1968; Шишкин, 1973, и др.). Опубликованные химические анализы, собранные в ряде сводных минералогических работ, фиксируют почти непрерывный ряд составов от FeAsS до CoAsS (Крутов, 1959; Klemm, 1965; Шишкин, 1973, и др.). Характерной особенностью минералов рассматриваемой системы является зональное строение кристаллов — чередование в пределах одного кристалла зон резко различного состава (Petruk et al., 1971; Рудашевский, Сидоров, 1972). Валовые химические анализы не учитывают эту особенность минералов и, следовательно, не дают однозначного ответа о существовании непрерывной серии твердых растворов в этой системе. Микрзондовое изучение зональных кристаллов арсенопирита, глаукодота и аллоклазита из района Кобальт-Говганда (Petruk et al., 1971) выявило отсутствие составов в области 60—90 мол. % FeAsS. Таким образом, вопрос о вариациях состава минералов системы FeAsS—CoAsS остается открытым.

Арсенопирит, данаит и глаукоdot в рудах различных месторождений присутствуют часто совместно, иногда они сопровождаются аллоклазитом и кобальтином (Махмудов, 1968; Petruk et al., 1971). Все эти минералы имеют близкие оптические свойства, визуальная оптическая диагностика требует определенного опыта наблюдения их в различных ассоциациях.

Нами изучены оптические свойства и химический состав арсенопирита, данаита, глаукодота, аллоклазита и кобальтина из Абаканского железорудного контактово-метасоматического месторождения, где исследованные минералы широко распространены. Они локализованы в жилах и прожилках мощностью 0.03—2 м (в среднем 0.35 м) хлорито-кварцево-

¹ Некоторыми исследователями этот минерал называется высококобальтистым глаукоdotом (Шишкин, 1962).

анкеритового состава, пересекающих магнетитовые рудные тела (Кочуров, Шильников, 1956).

Рудные минералы (10—50, в скоплениях до 90 объемн.%) в этих жилах распределены неравномерно в виде вкрапленности, полос, пятен и гнезд. Агрегаты рудных минералов мелко- и тонкозернистые, размер отдельных зерен 0.01—0.5 мм (в среднем 0.2 мм). Резко преобладающим среди них является арсенопирит, широко распространен данаит и глаукокодот, второстепенные минералы — халькопирит, пирит и скуттерудит, редкие — аллоклазит, кобальтин, тетраэдрит, ильменит и некоторые другие.

Арсенопирит, данаит и глаукокодот нередко развиваются за счет пирита, иногда замещаются скуттерудитом, пересекаются прожилками тетраэдрита и халькопирита.

Арсенопирит и данаит образуют совместно зональные идиоморфные призматические и тонкоиглочатые кристаллы с ромбовидными поперечными сечениями, промежутки между которыми выполнены кварцем, хлоритом и анкеритом. В агрегатах ориентировка кристаллов чаще отсутствует. Размер поперечных сечений от 0.001 до 0.5 мм, отношение длины кристаллов к размеру их поперечных сечений от 2 : 1 до 10 : 1. В этих кристаллах преобладает арсенопирит, данаит слагает тонкие (0.001—0.005 мм), обычно краевые зоны, невыдержанные вдоль всего кристалла (установлено площадным сканированием в рентгеновых лучах Со_{K α} нескольких последовательных поперечных срезов для двух кристаллов). Зональность кристаллов отчетливо проявляется после кратковременного (≈ 1 сек.) травления поверхности полированного шлифа концентрированной HNO₃. Зоны ориентированы, как правило, параллельно граням кристалла. Единственной наблюдаемой простой формой является призма {110}.

Отдельные участки жил под действием более поздних растворов претерпевают перекристаллизацию. В этих участках преобладающим минералом является глаукокодот, постоянно присутствуют данаит, арсенопирит, пирит, халькопирит, аллоклазит и кобальтин. Халькопирит выполняет промежутки между идиоморфными кристаллами всех указанных минералов.

Глаукокодот здесь образует призматические кристаллы с ромбовидными сечениями (от 0.001 до 1.0 мм), часто наблюдается субпараллельная ориентировка кристаллов в агрегатах. Чрезвычайно характерно зональное строение кристаллов: обычно чередуются зоны глаукокодота различного состава, реже среди них появляются зоны состава данаита, арсенопирита и иногда аллоклазита. После травления отчетливо удается наблюдать пирамиды роста граней {110} и {010}. Обликовыми, как правило, являются лишь грани {110}, а {010} чаще зарастают (слагают центральные части кристаллов).

Арсенопирит в перекристаллизованных участках присутствует либо в виде единичных однородных кристаллов, либо образует центральные зоны сложных кристаллов арсенопирита—глаукокодота или арсенопирита—данаита—аллоклазита.

Аллоклазит в зональных кристаллах всегда слагает краевые тонкие (0.01—0.05 мм) зоны, иногда встречаются мелкие (первые микроны) призматические с ромбовидными сечениями кристаллы аллоклазита в халькопирите.

Кобальтин установлен в виде мелких оптически однородных идиоморфных кристаллов (< 0.1 мм) или кайм вокруг мелких (0.01—0.1 мм) кубической формы зерен пирита среди халькопирита.

Отражение арсенопирита, данаита, аллоклазита и кобальтина изучено на двухлучевом микроскопе-фотометре (разработка ЛОМО). Диаметр фотометрируемого участка 5 мкм, эталон — металлический кремний. Для анизотропных минералов кривые Rg' и Rp' получены на ромбовид-

ных сечениях. Результаты измерений приведены в табл. 1 и на рис. 1.

Сопоставление полученных данных показывает, что все изученные минералы имеют близкие абсолютные значения R и обнаруживают определенное сходство в картинах спектральных профилей. Максимальным отражением обладает арсенопирит, по мере увеличения в минералах So абсолютные величины R несколько уменьшаются. При этом происходят некоторые изменения и в геометрии спектров отражения исследованных минералов.

Таблица 1

Дисперсия отражения арсенопирита, данаита, аллоклазита и кобальтина

Минералы	R	Отражение (в %) для различных длин волн (в нм)													
		440	460	480	500	520	540	560	580	600	620	640	660	680	700
Арсенопирит	Rg'	53.3	53.5	53.3	53.1	52.6	53.4	53.1	52.9	52.7	52.2	52.2	51.6	51.6	51.9
	Rp'	49.1	50.2	50.1	50.5	51.3	52.0	52.8	52.7	52.8	53.1	53.1	53.3	53.1	53.3
Данаит	Rg'	52.8	51.9	52.4	51.9	52.1	52.3	52.5	52.2	51.9	51.8	51.5	51.4	51.4	51.6
	Rp'	49.7	51.1	50.8	50.8	51.2	52.4	52.5	52.7	52.8	52.8	53.0	52.7	52.7	52.9
Аллоклазит	Rg'	50.2	49.4	49.9	49.5	49.6	49.9	49.8	49.8	49.5	49.1	49.3	49.3	49.3	49.5
	Rp'	50.0	49.6	50.9	50.8	51.7	52.4	52.6	52.3	52.4	52.2	52.3	52.3	52.3	52.4
Кобальтин	R	47.8	47.6	48.3	48.0	48.1	48.8	49.3	49.2	49.5	49.4	49.6	49.6	49.6	

Примечание. Отражение измерено для арсенопирита, имеющего состав, соответствующий ан. 3 в табл. 2, для данаита — ан. 8 в табл. 2, для аллоклазита — ан. 22 в табл. 2, для кобальтина — ан. 27 в табл. 2.

Кривые Rg' и Rp' арсенопирита (рис. 1, 1) имеют противоположные, соответственно нормальный и аномальный, типы дисперсии и пересекаются в области 580 нм, что подтверждает литературные данные для арсенопирита (Вяльсов, 1973; Чвилева, 1973), вычисленное значение $\Delta R_{отн}$ для коротковолновой части спектра равно 0.8. Спектр отражения данаита (рис. 1, 2) в целом сходен с таковым для арсенопирита. Несколько сдвигается в коротковолновую область точка пересечения кривых Rg' и Rp' (545 нм) и незначительно уменьшается $\Delta R_{отн}$ (для 440 нм равно 0.5). Для аллоклазита (рис. 1, 3) отличия от

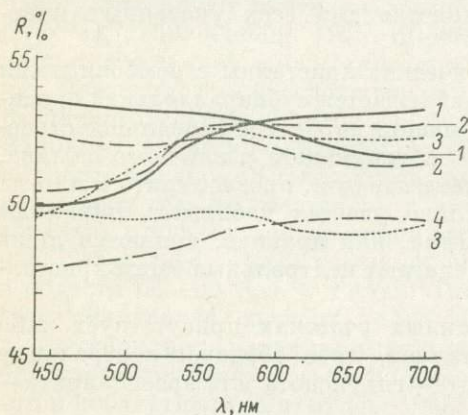


Рис. 1. Кривые дисперсии отражения арсенопирита (1), данаита (2), аллоклазита (3) и кобальтина (4).

спектра отражения арсенопирита более существенны: кривые Rg' и Rp' пересекаются уже при 450 нм, значение $\Delta R_{отн}$ для всей видимой части спектра 0.5—0.6. Кобальтин изотропен и характеризуется аномальным типом дисперсии R (рис. 1, 4).

Численные значения коэффициентов R вполне согласуются с визуальной оценкой оптических свойств изученных минералов. Данаит оптически чрезвычайно похож на арсенопирит. Оба минерала обладают заметным, но слабым двутражением: розовато-кремовые (в положениях с аномальным типом дисперсии) и слегка голубоватые (в положениях с нормальным типом дисперсии). Аллоклазит темнее арсенопирита и данаита,

цветовые эффекты для аллоклазита более контрастны. Пересечение кривых дисперсии Rg' и Rp' аллоклазита происходит в коротковолновой части спектра, поэтому $\Delta R_{\text{отн}}$ у аллоклазита на протяжении всего видимого спектра сохраняет хотя и небольшие, но вполне ощутимые значения. Явления анизотропии в скрещенных николях у аллоклазита также максимальны по сравнению с другими минералами рассматриваемой системы. Глаукодот по оптическим свойствам занимает промежуточное положение между данаитом и аллоклазитом. Розовый оттенок кобальтина в отраженном свете обусловлен аномальным типом дисперсии R этого минерала.

Таким образом, кобальтин от других минералов ряда $\text{FeAsS}-\text{CoAsS}$ легко отличается изотропностью и отчетливым розовым оттенком окраски в отраженном свете. Некоторые отмеченные выше различия в оптических свойствах минералов ряда арсенопирит—аллоклазит позволяют фиксировать под микроскопом зональное строение кристаллов, сложенных этими минералами: обогащенные кобальтом зоны имеют пониженное отражение, а также несколько иные (чаще более яркие) цветные эффекты двукотражения и анизотропии в скрещенных николях.

Полезными для диагностики минералов рассматриваемого ряда являются измерения их твердости. Средние значения твердости получены А. М. Карпенковым на приборе ПМТ-3, тарированном по NaCl , при нагрузке 30 Г (в кГ/мм^2): для арсенопирита — 1088 ± 65 , для глаукодота — 947 ± 56 , для аллоклазита — 840 ± 50 , для кобальтина — 1216 ± 70 .² Индивидуальны также и рентгенометрические характеристики арсенопирита, глаукодота, аллоклазита и кобальтина. Однако мы обращаем внимание исследователей на то обстоятельство, что в зональных кристаллах, когда чередуются тонкие зоны, сложенные любыми из рассматриваемых минералов, ни определение физических свойств, ни рентгенометрический анализ могут не дать однозначной информации для их точной диагностики.

Химический состав минералов изучен микрорентгеноспектральным методом на микрозонде MS-46 «Камека». Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кв, ток образца 20 на, диаметр зонда 1—2 мкм, эталоны — чистые металлы (Fe, Co и Ni), пирит (на S) и Cd_3As_2 (на As). Пересчет данных количественного анализа выполнен по методу «гипотетического состава» с введением поправок на атомный номер, поглощение и флуоресценцию (Сидоров и др., 1970). Учитывая характерное для исследованных минералов зональное распределение элементов в кристаллах, проводилось линейное и площадное сканирование в характеристических лучах минералообразующих элементов (рис. 2 и 3), а полные количественные анализы выполнялись на все элементы в одной точке (3—5 отсчетов за 10 сек. по двум каналам одновременно). Полный химический состав арсенопирита, данаита, глаукодота, аллоклазита и кобальтина дан в табл. 2. Кроме того, проводился неполный количественный анализ на Fe, Co и Ni (по концентрационным кривым) по 28 кристаллам из трех образцов с шагом 10—15 мкм. Анализы считались достоверными, если полученная сумма элементов находилась в пределах 34—37 вес. % (пределы вариаций суммы катионов по данным полных количественных анализов). Таким образом были получены составы в 548 точках зональных кристаллов арсенопирита—данаита—глаукодота—аллоклазита.

По результатам количественных анализов содержание никеля в исследованных минералах, как правило, незначительно, лишь в 23 точках (из 548) концентрация его выше 1 вес. % и максимально достигает 3.7 вес. % (≈ 10 мол. % NiAsS). Обогащенные никелем разновидности обычно имеют состав глаукодота, т. е. почти все полученные составы на тройной диаграмме $\text{FeAsS}-\text{CoAsS}-\text{NiAsS}$ ложатся узкой полосой на стороне тре-

² Для арсенопирита, глаукодота и аллоклазита измерения выполнены на ромбовидных сечениях.

угольника $\text{FeAsS}-\text{CoAsS}$ и иллюстрируют вариации составов минералов в этой псевдобинарной системе. По данным количественных анализов построены гистограммы в координатах 100 мол.% $\text{FeAsS}-100$ мол.%

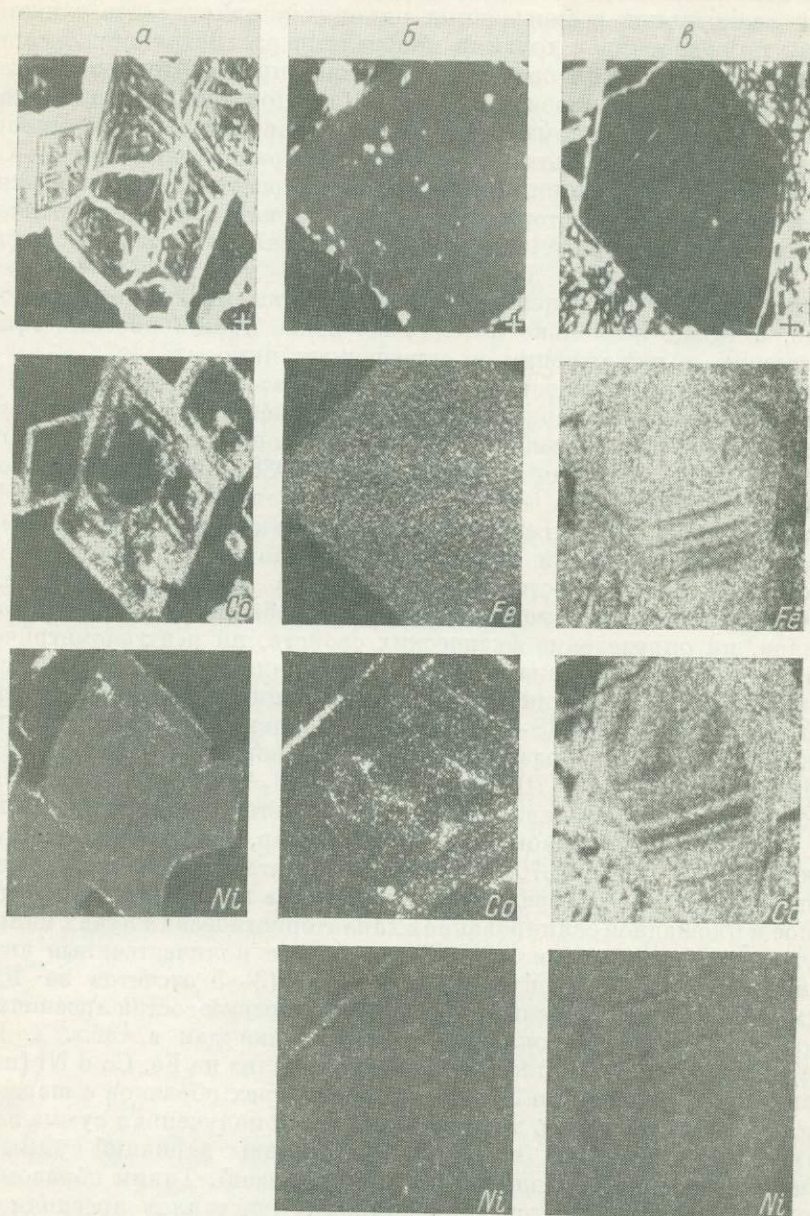


Рис. 2. Картины сканирования в поглощенных электронах (плюс — позитив, минус — негатив) и характеристических рентгеновых лучах $\text{Fe}_{K\alpha}$, $\text{Co}_{K\alpha}$ и $\text{Ni}_{K\alpha}$ минералов системы $\text{FeAsS}-\text{CoAsS}$.

$a, б$ — зональных кристаллов арсенопирита—данайта (a — участок 250×250 мкм, $б$ — 350×350 мкм); $в$ — зонального кристалла данайта—глаукодота—аллоклазита, участок 350×350 мкм;

CoAsS , отвечающие частоте встречаемости различных составов в кристаллах арсенопирита—данайта из обычных участков кобальтоносных жил месторождения (рис. 4, a) — кристаллы первого типа — и в кристаллах арсенопирита—данайта—глаукодота—арсенопирита из их перекристаллизованных участков (рис. 4, $б$) — кристаллы второго типа.

Приведенные результаты показывают, что в природе существует практически непрерывная серия составов минералов от FeAsS до CoAsS (табл. 2 и рис. 2—4). В то же время распределение точек различного состава в этом ряду неравномерное.

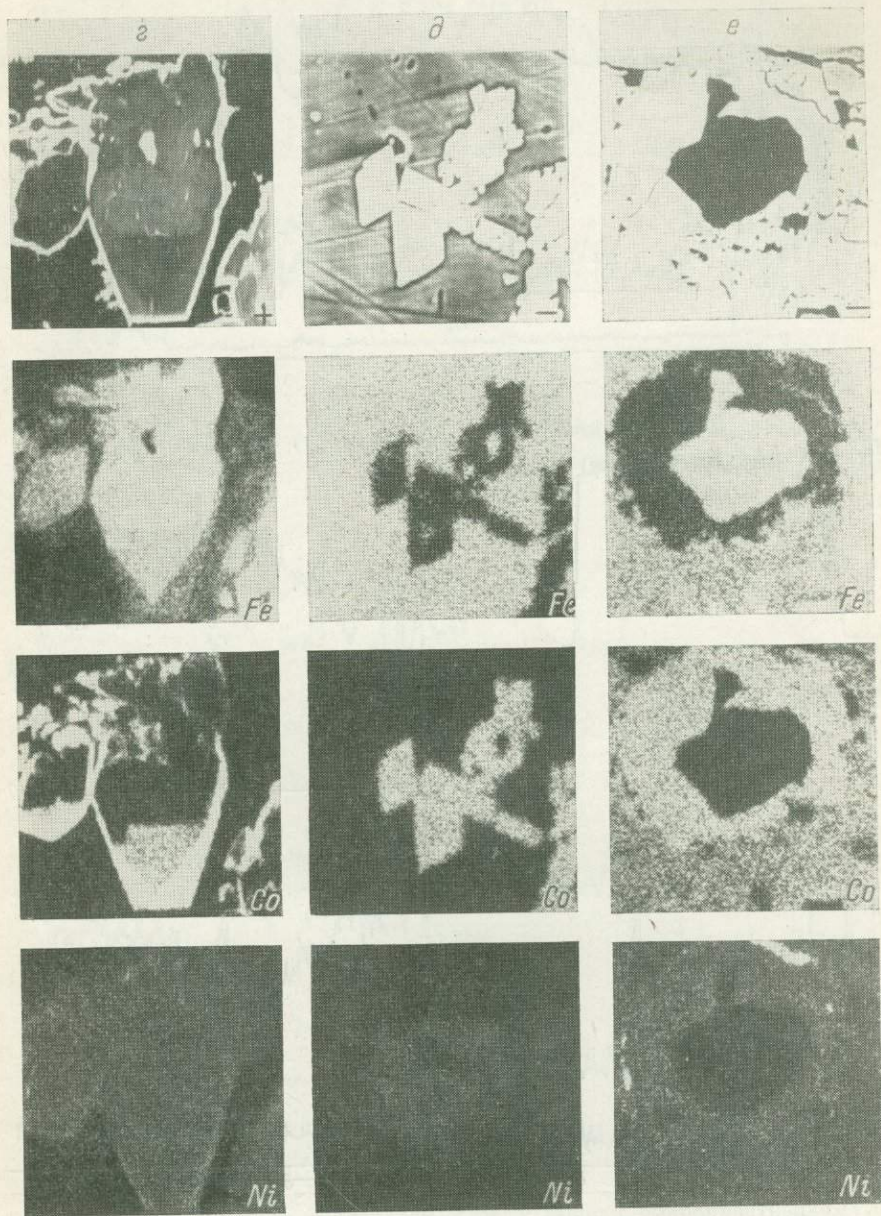


Рис. 2 (продолжение).

ζ — зональных кристаллов арсенопирита—данайта—аллоклазита, участок 300×300 мкм;
 δ — кристаллов аллоклазита и глаукодота—аллоклазита, находящихся среди халькопирита, участок 50×50 мкм; ϵ — кобальтина, обрастающего пирит, находящихся в массе глаукодота, участок 150×150 мкм.

В первом типе кристаллов (рис. 4, *a*) резко преобладают составы, отвечающие арсенопириту с незначительным количеством Co , менее 5 мол.% CoAsS (76% точек). Причем наиболее обычны в кристаллах зоны арсенопирита, почти не содержащие Co — < 0.1 вес.% (табл. 2, ан. 6;

рис. 2, а и рис. 3, а). В то же время встречаются арсенопириты с содержаниями Co от 0.1 до 1.5 вес.%, составы в этом интервале меняются почти непрерывно, границы зон кобальтсодержащего арсенопирита и арсенопирита расплывчатые, нерезкие (рис. 2, б и рис. 3, б). Зоны арсенопирита

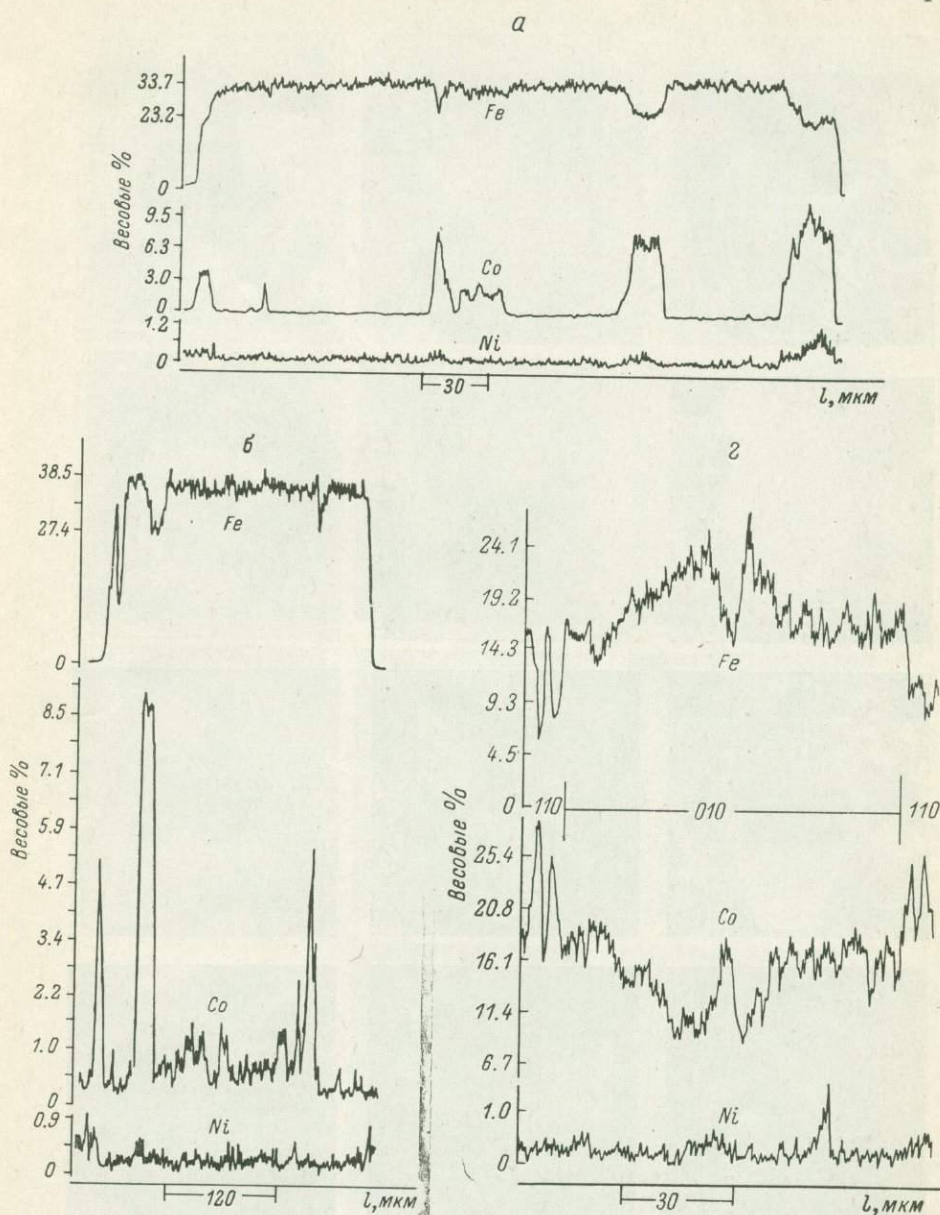
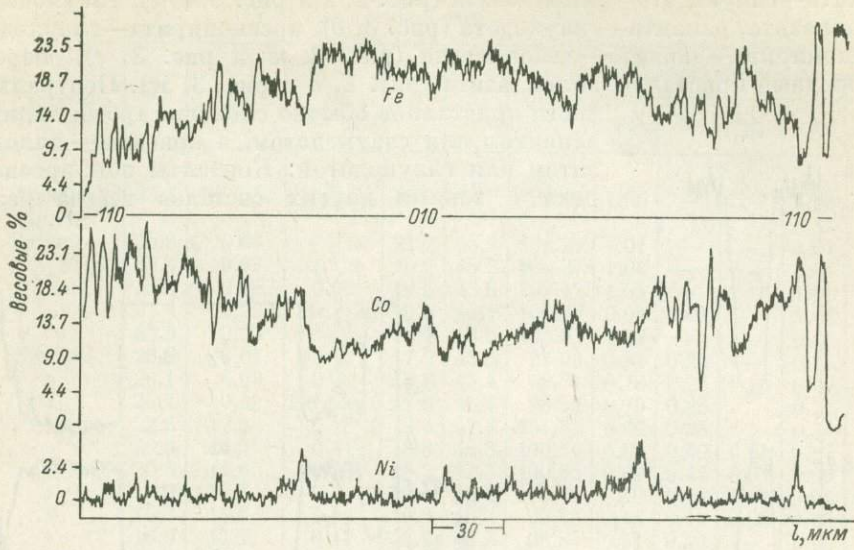


Рис. 3. Концентрационные кривые железа, кобальта и никеля минералов системы FeAsS-CoAsS .

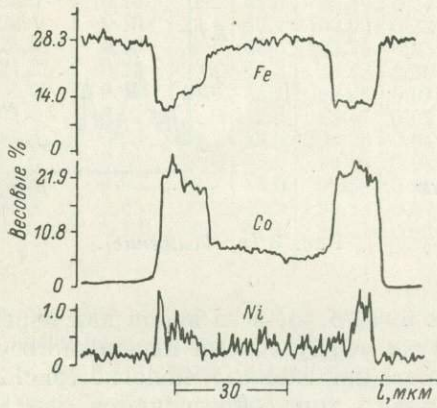
а, б — зональных кристаллов арсенопирита—данаита; в, г — зональных кристаллов данаита—глаукодота—аллоклазита; д — зонального кристалла данаита—глаукодота; е — зонального кристалла арсенопирита—данаита—аллоклазита; ж — аллоклазита среди халькопирита; з — кобальтина, обрастающего пирит.

или кобальтсодержащего арсенопирита в этом типе кристаллов перемежаются с тонкими зонами данаита переменного состава от 5 до 35 мол. % CoAsS , изредка с зонами глаукодота. Причем контакты зон арсенопирита и других минералов всегда резкие, в интервале 5—35 мол. % CoAsS существуют все промежуточные составы (рис. 2, а, б и рис. 3, а, б).

б



в



в

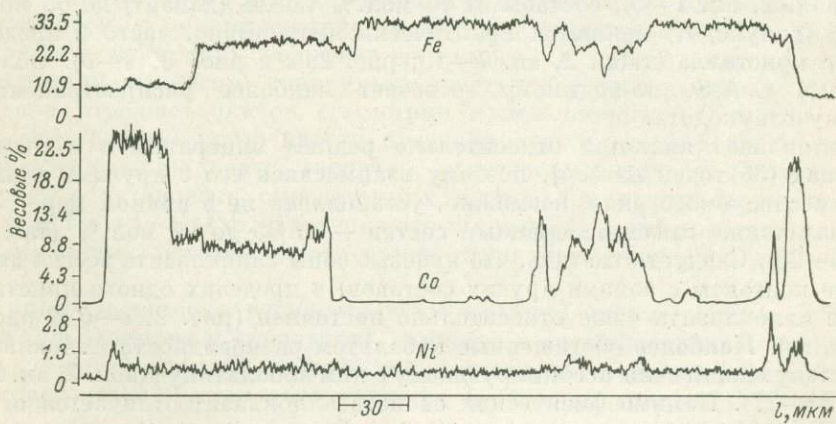


Рис. 3 (продолжение).

Во втором типе кристаллов составы представляют практически непрерывный ряд $\text{FeAsS}-\text{CoAsS}$ (рис. 4, б). Встречаются зональные кристаллы данаита—глаукодота—аллоклазита (рис. 2, в и рис. 3, в, г), глаукодота—аллоклазита, данаита—глаукодота (рис. 3, д), арсенопирита—глаукодота, арсенопирита—данаита—аллоклазита (рис. 2, г и рис. 3, е), изредка однородные кристаллы аллоклазита (рис. 2, д и рис. 3, ж). Центральные части кристаллов обычно сложены арсенопиритом, данаитом или глаукодотом, а краевые — аллоклазитом или глаукодотом. Контакты зон арсенопирита с зонами других составов всегда резкие

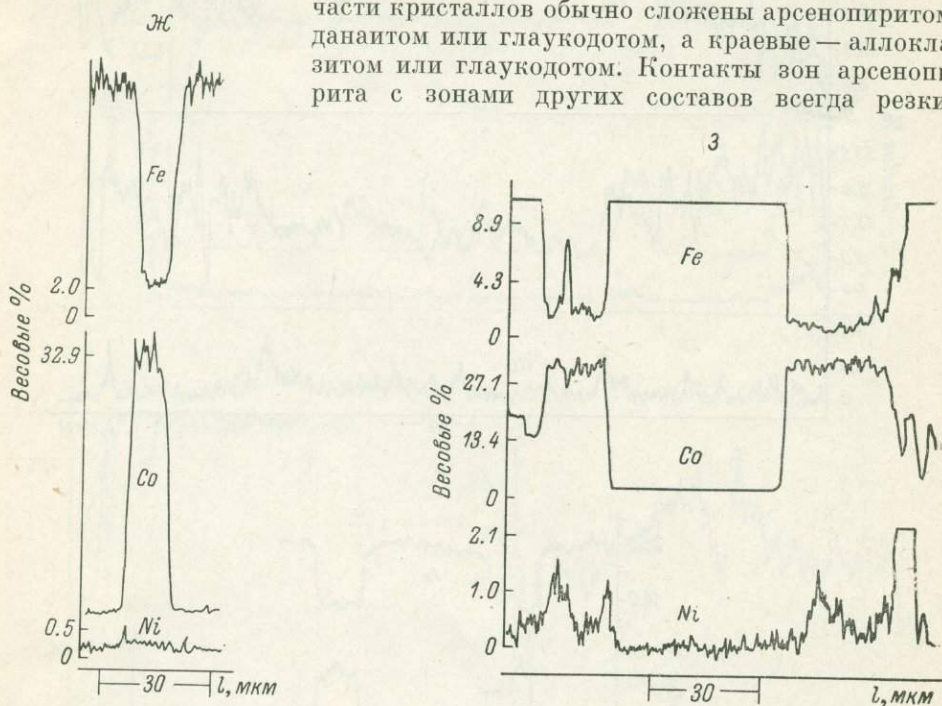


Рис. 3 (продолжение).

(рис. 2, а, б, г и рис. 3, а, б, е), в то время как переходы от зон состава данаита к глаукодоту и между зонами переменного состава, соответствующего глаукодоту, часто постепенные, пологие (рис. 2, в и рис. 3, в—д).

В кристаллах второго типа определяются два максимума наиболее вероятных составов: первый отвечает арсенопириту, второй — глаукодоту (рис. 4, б). Арсенопирит здесь характеризуется низкими содержаниями Co (табл. 2, ан. 1—5), составы от 10 мол.% CoAsS (данаит) до 65 мол.% CoAsS (глаукодот) меняются практически непрерывно, часто в пределах одного кристалла (табл. 2, ан. 7—15; рис. 2, в и рис. 3, в—д). Область 45—50% CoAsS , по-видимому, отвечает наиболее распространенному составу глаукодота.

Аллоклазит является относительно редким минералом в изученных образцах (36 точек из 584), поэтому взаимосвязь его с другими минералами исследуемого ряда, возможно, установлена не в полной мере. Этот минерал также имеет переменный состав — от 65 до 97 мол.% (табл. 2, ан. 16—23). Следует отметить, что краевые зоны аллоклазита всегда имеют резкие контакты с зонами других составов, в пределах одного кристалла состав аллоклазита чаще относительно постоянен (рис. 2, в—д и рис. 3, в, г, е, ж). Наиболее обогащенные кобальтом разновидности аллоклазита по составу аналогичны ассоциирующему с ним кобальтину (табл. 2, ан. 21—23 и 24—27). Помимо физических свойств аллоклазит отличается от кобальтина по форме кристаллов (рис. 2, д, е). Распределение Co в кристаллах кобальтина равномерное (рис. 2, е и рис. 3, з).

Химический состав (в вес.%) арсенопирита, глаукодота, аллоклазита и кобальтина

Номер анализа	Минерал	Fe	Co	Ni	S	As	Сумма	Коэффициенты в формуле				
								Fe	Co	Ni	S	As
1	Арсенопирит	35.6	Не обн.	Не обн.	19.9	43.9	99.40	1.06	—	—	1.03	0.97
2	То же	35.6	0.06	» »	21.7	43.9	101.26	1.01	—	—	1.07	0.93
3	» »	35.4	0.07	» »	19.6	45.3	100.37	1.04	—	—	1.01	0.99
4	» »	35.3	0.15	0.02	19.9	43.8	99.17	1.05	—	—	1.03	0.97
5	» »	35.4	0.25	Не обн.	20.0	46.1	100.75	0.99	0.01	—	1.01	0.99
6	» »	35.9	0.05	» »	18.9	46.0	100.85	1.07	—	—	0.98	1.02
7	Данаит	26.8	8.01	0.12	17.2	45.8	97.93	0.84	0.24	—	0.93	1.07
8	»	26.1	8.00	0.31	18.9	45.4	98.71	0.78	0.23	0.01	0.09	1.01
9	»	26.7	9.52	Не обн.	17.8	45.4	98.52	0.79	0.28	—	0.96	1.04
10	Глаукодот	22.6	12.5	0.13	18.8	47.5	101.53	0.66	0.35	—	0.96	1.04
11	»	20.3	14.3	0.44	18.8	46.3	100.14	0.60	0.40	0.01	0.97	1.03
12	»	20.5	14.6	0.30	18.2	47.2	100.80	0.62	0.42	0.01	0.96	1.04
13	»	19.9	14.8	0.56	19.1	46.4	100.76	0.59	0.41	0.02	0.98	1.02
14	»	15.3	16.6	1.86	19.3	46.3	99.36	0.45	0.46	0.05	0.99	1.01
15	»	16.9	17.1	0.14	18.2	46.5	98.84	0.51	0.49	—	0.96	1.04
16	Аллоклазит	12.0	24.0	0.17	20.3	42.9	99.37	0.36	0.68	—	1.05	0.95
17	То же	11.6	23.6	0.14	21.2	43.3	99.84	0.34	0.65	—	1.07	0.93
18	» »	11.3	22.4	0.19	22.1	43.1	100.09	0.32	0.60	0.01	1.09	0.91
19	» »	11.4	24.8	0.39	20.6	43.6	100.79	0.33	0.69	0.01	1.05	0.95
20	» »	10.2	24.3	0.23	20.1	43.3	98.13	0.30	0.68	0.01	1.04	0.96
21	» »	2.13	34.9	0.15	18.8	43.1	99.08	0.07	1.02	—	1.01	0.99
22	» »	1.66	34.2	0.01	21.0	42.6	99.47	0.05	0.95	—	1.07	0.93
23	» »	1.34	35.5	0.02	19.9	43.6	100.36	0.04	1.00	0.01	1.03	0.97
24	Кобальтин	2.53	33.6	0.66	20.6	42.0	99.39	0.08	0.95	0.02	1.07	0.93
25	»	2.45	33.5	0.93	19.7	43.0	99.58	0.07	0.96	0.03	1.03	0.97
26	»	2.28	33.6	0.65	20.4	42.2	99.13	0.07	0.95	0.02	1.06	0.94
27	»	1.69	35.0	0.18	20.4	42.1	99.37	0.03	0.99	0.01	1.06	0.94

Таким образом, в системе $FeAsS-CoAsS$ возможны широкие практически непрерывные вариации составов между крайними значениями. Рентгенометрически в этой системе выделяются четыре минеральных вида: арсенопирит, глаукодот, аллоклазит и кобальтин.³ Первые три минерала имеют близкие кристаллические структуры и, вероятно, поэтому обладают способностью образовывать совместные зональные кристаллы. В то же время резкие контакты зон, сложенных арсенопиритом и аллоклазитом, с зонами состава глаукодота свидетельствуют о наличии по крайней мере двух разрывов смесимости в рассматриваемом ряду. По-видимому, в каждом конкретном кристалле резкое изменение состава минерала отражает скачок симметрии кристаллической решетки. Границы (по составу) устойчивости арсенопирита и глаукодота, а также глаукодота и аллоклазита, вероятно, могут перекрываться. Поэтому нам не удается установить определенных интервалов разрывов смесимости в системе $FeAsS-CoAsS$. Проверка этого предположения требует применения локальных методов исследования структуры минералов изученного ряда.

В природе широко распространены крайние члены системы $FeAsS-CoAsS$ (арсенопирит и кобальтин), а иногда в специфических геохимических условиях — данаит (первый тип кристаллов) или глаукодот (второй тип кристаллов). Аллоклазит является редким минералом. Обращает на

³ Данаит по структуре аналогичен глаукодоту.

себя внимание тот факт, что аллоклазит и кобальтин присутствуют совместно, в одной минеральной ассоциации (т. е. образуются в одних условиях). При кристаллизации аллоклазита вместо более стабильного кобальтина решающую роль, видимо, играет подобие структур аллоклазита, арсенопирита и глаукодота, на которые аллоклазит обычно нарастает, образуя совместные зональные кристаллы.

Зоны с различными содержаниями железа и кобальта отвечают последовательным слоям роста кристаллов, они позволяют наблюдать внутреннюю их морфологию, неоднократное изменение скоростей роста граней различных простых форм, например зарастание граней {010} (рис. 2, *е*), обрастание общими гранями нескольких мелких кристаллов (рис. 2, *а*).

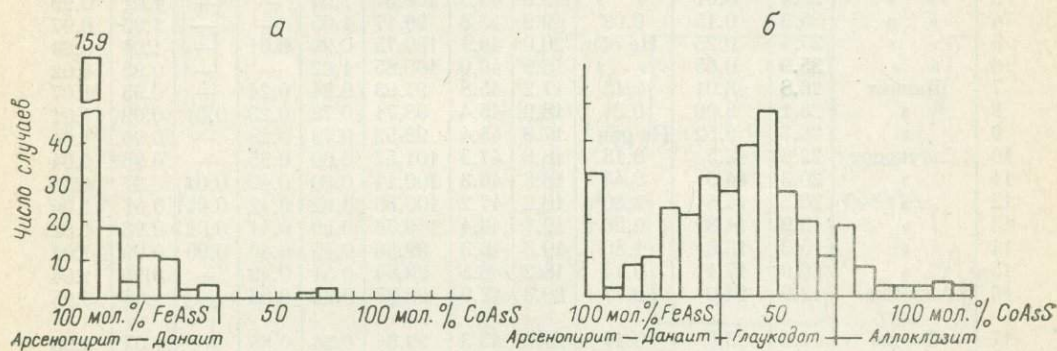


Рис. 4. Гистограммы частоты встречаемости различных составов системы FeAsS—CoAsS в зональных кристаллах первого типа (*а*) и второго типа (*б*).

Грани {110} обладают повышенной способностью поглощать кобальт. При низком валовом содержании (кристаллы первого типа) кобальт поглощается лишь гранями {110} (рис. 2, *а*, *б*). Вхождение кобальта в пирамиду нарастания граней {010} имеет место лишь в кристаллах второго типа, отвечающих составу глаукодота. И здесь содержание кобальта в пирамиде нарастания граней {110} выше, чем в {010} (рис. 2, *в* и рис. 3, *е*). Следует отметить, что несмотря на низкое содержание в минералах, никель в кристаллах также распределен неравномерно, как правило, этой примесью обогащены лишь очень тонкие краевые зоны кристаллов вне зависимости от химического состава последних (рис. 2 и 3).

Зональное строение кристаллов изученных минералов, с нашей точки зрения, обусловлено неоднородной адсорбцией различных катионов из растворов гранями растущего кристалла в отсутствие активной циркуляции гидротерм, что приводит к накоплению примесей в конечных зонах роста кристаллов (Рудашевский, Сидоров, 1971).

Авторы выражают искреннюю благодарность В. Е. Клейнбоку и А. М. Карпенкову за помощь в работе.

ЛИТЕРАТУРА

- Вяльсов Л. Н. Спектры отражения рудных минералов. М., 1973.
 Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Пэлач Ч., Берман Г., Фрондель К. Система минералогии, т. I, 1-й полутом, М., ИЛ, 1950.
 Кочуров Л. П., Шильников Д. А. О кобальтоносности Абаканского железорудного месторождения. — Сб. Матер. техн. информ. инст. Гипроникель, № 2, Л., 1956.
 Крутов Г. А. Месторождения кобальта. М., Госгеолтехиздат, 1959.
 Махмудов А. И. Минералогия и условия формирования кобальтоносных руд Южно-Дашкесанского месторождения. Баку, 1968.
 Минералы. Справочник, т. I, М., Изд-во АН СССР, 1960.
 Рамдор Р. Рудные минералы и их сростания. М., ИЛ., 1962.

Рудашевский Н. С., Сидоров А. Ф. Зональность пиритов, содержащих никель и кобальт. — ДАН СССР, 1971, т. 201, № 2.

Рудашевский Н. С., Сидоров А. Ф. Изучение тонкой зональности минералов методом микрозондового рентгеноспектрального анализа. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1972, ч. 101, вып. 3.

Сидоров А. Ф., Конников С. Г., Лукьянченко Е. М. Некоторые вопросы количественного микрорентгеноспектрального анализа. — В кн.: Аппаратура и методы рентгеновского анализа, вып. 7. Л., 1970.

Чвилева Т. Н. К оптической характеристике гудмундта (FeSbS) и арсенида пирита (FeAsS). — В кн.: Исследования в области рудной минералогии. М., «Наука», 1973.

Шишкин Н. Н. О высококобальтистой разновидности глаукодота. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1962, ч. 91, вып. 1.

Шишкин Н. Н. Кобальт в рудах месторождений СССР, М., «Недра», 1973.
Klemm D. D. Synthesen und Analysen in den Dreieckdiagrammen FeAsS—CoAsS—NiAsS und FeS₂—CoS₂—NiS₂. — Jahr. Miner. Abn., 1965, Bd. 103, Hf. 3.

Petruk W., Harris D. C., Stewart I. M. Characteristics of the arsenides, sulpharsenides and antimonides. — Canad. Miner., 1971, v. 11, pt. 1.

М. М. БОЛДЫРЕВА, А. Ф. СИДОРОВ

РЕНТГЕНСПЕКТРАЛЬНЫЙ МИКРОАНАЛИЗ ПРИРОДНЫХ ГАЛЕНИТОВ

Составу природных галенитов к настоящему времени посвящено большое количество работ отечественных и зарубежных исследователей. В них неоднократно обсуждался характер примесей Bi и Ag (Charman, Stevens, 1933; Ramdohr, 1938; Leutwein, Herrman, 1954; Нестерова, 1958; Онтоев и др., 1960; Болдырева, Чернышева, 1965; Годовиков, 1966; Онтоев, Корсакова, 1967; Craeser, 1971), а также рассматривались возможные формы вхождения в галенит Sb, Se, Te и Cu (Нечелюстов и др., 1962; Годовиков, 1966; Kagur-Moller, 1971). Для этих целей, как правило, используют результаты химических и спектральных анализов, гомогенность проб контролируется микроскопическими наблюдениями и в редких случаях электронным микрозондом (Craeser, 1971).

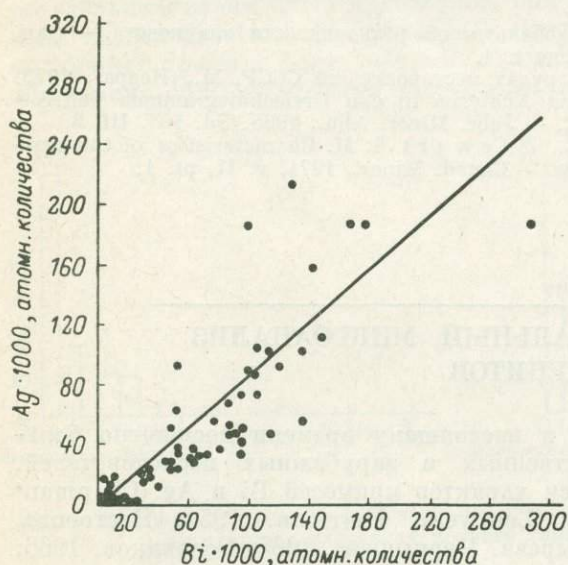
Высокие содержания элементов-примесей часто обусловлены присутствием в галените включений минералов этих элементов, однако Bi и Ag могут замещать Pb по схеме гетеровалентного изоморфизма $2Pb^{2+} \rightarrow Bi^{3+} + Ag^{+}$, при этом параметр элементарной ячейки галенита уменьшается (Leutwein, Herrman, 1954; Онтоев и др., 1960; Болдырева, Чернышева, 1965; Craeser, 1971). Следовательно, для суждения о форме нахождения элементов-примесей в галените одних химических определений недостаточно и только применение рентгеноспектрального микроанализа позволяет выяснить распределение элементов как в матрице, так и в микровключениях.

Методом рентгеноспектрального микроанализа было изучено распределение Ag, Bi, Cu, Se, Te, Sb в галените скарно-полиметаллического месторождения Перевальное (Западный Карамазар). Особенностью состава галенита этого и некоторых других месторождений (Болдырева, Чернышева, 1965) является высокое содержание в нем Bi и Ag, достигающее, например, в галените месторождения Букука соответственно 7.61 и 3.44% (Онтоев и др., 1960).

Изученный нами галенит находится в ассоциации с пиритом, сфалеритом, халькопиритом и гематитом. Микроскопическое исследование показало, что некоторые зерна галенита содержат включения айкинита, виттихенита и цинкисто-висмутистой разновидности тетраэдрита. В кристаллах галенита с наиболее высокими содержаниями Bi и Ag присутствуют грани (111), а также двойниковые сростки и отдельность по тому же направлению, подчеркнутая пластинчатыми вросками айкинита.

Количественным спектральным анализом (65 проб) в галените были определены следующие примеси (в %): Bi 0.005—4.5, Ag — 0.001—2, Te 0—0.09, Tl — 0.001 — 0.1%, Sb — 0.003 — 0.04. Bi и Ag обнаружены во всех пробах, Te встречен в 60%, а Sb и Tl только в 30% проб.

Средние содержания Bi и Ag составляют соответственно 1.3 и 0.55%, а уравнения линейной регрессии имеют вид: $Bi = 0.72Ag + 0.91$ и $Ag = 0.88Bi - 0.59$ (рис. 1). Между Bi и Ag устанавливается тесная прямая зависимость ($r = +0.807 \pm 0.043$). Положение точек вблизи линии регрессии (рис. 1) указывает



на преимущественно изоморфную форму вхождения этих элементов в галенит, тогда как появление включений минералов висмута и серебра приводит к преобладанию того или иного из этих элементов.

Между количествами Te и Bi и Te и Ag также устанавливается заметная прямая зависимость, хотя и значительно менее тес-

Рис. 1. Корреляция содержания Ag и Bi в галените месторождения Перевальное.

ная ($r_{Te, Bi} = +0.554 \pm 0.09$; $r_{Te, Ag} = +0.612 \pm 0.07$). Одинаковая сила связи Te с Bi и Ag как будто не противоречит предположению Н. В. Нечелюстова и др. (1962) об одновременном вхождении этих элементов в решетку галенита.

Рентгеноспектральный микроанализ галенитов

Объектом исследования служили 9 приполированных образцов галенита одной генерации, отобранных из различных участков зональных рудных тел. Рентгеноспектральный микроанализ галенитов проводился на установке «Каめка» MS-46 при ускоряющих напряжениях электронов 30—15 кв и токе образца 20—80 на; предварительно на образцы напылялась углеродная пленка толщиной 100—150 Å. В качестве аналитических линий использованы: $Cu_{K\alpha}$, $S_{K\alpha}$, $Se_{K\alpha}$, $Bi_{L\alpha}$, $Pb_{L\alpha}$ и $Ag_{L\alpha}$. Эталоны сравнения — чистые металлы (Cu, Ag и Bi) и химически анализированные минералы (айкинит, козалин, пирит и галенит), а также синтезированные в стехиометрическом соотношении соединения (PbS , Bi_2Te_3 и Bi_2Se_3). Количественный анализ галенита и его микровключений проводился по методу «гипотетического состава» (Рыдник, Батырев, 1970) с введением поправок на поглощение и атомный номер (Duncumb, Reed, 1968; Dewey, 1969).

Качественный анализ включал получение растровых картин, снятых в поглощенных электронах и характеристических рентгеновских лучах, а также концентрационных кривых минералообразующих элементов галенита. Электронное изображение воспроизводит морфологию поверхности и все микроскопические включения, отличающиеся от галенита средним атомным номером. Снимки в рентгеновском излучении дают наглядную качественную картину распределения элементов в матрице и

в микровключениях. В исследованных образцах содержание Sb, Te и Tl находится ниже предела чувствительности (0.05%) применяемого метода. На растровых изображениях галенита отчетливо распознаются включения халькопирита, айкинита и серебряных минералов. В галенитовой матрице Bi, Ag, Cu, Pb, Se и S распределены равномерно, только в обр. 912 встречаются участки размером от 1×1 до 10×10 мкм с повышенным содержанием серебра (рис. 2 и 3).

Среди включений в галените количественно преобладает айкинит, состав которого в целом отвечает теоретическому, но характеризуется примесью серебра от 0.1 до 0.4 вес.%. Помимо этого обнаружены четыре разновидности минералов серебра, одна по составу отвечает очень редкому матильдиту ($\text{Ag}_{0.9}\text{Cu}_{0.06}\text{Pb}_{0.04}$) BiS_2 , вторая пересчитывается на состав $(\text{Ag}, \text{Pb}, \text{Cu})_4\text{Te}(\text{S}, \text{Se})$ и, вероятно, представляет теллуристый аналог агвиларита. Еще две серебря-

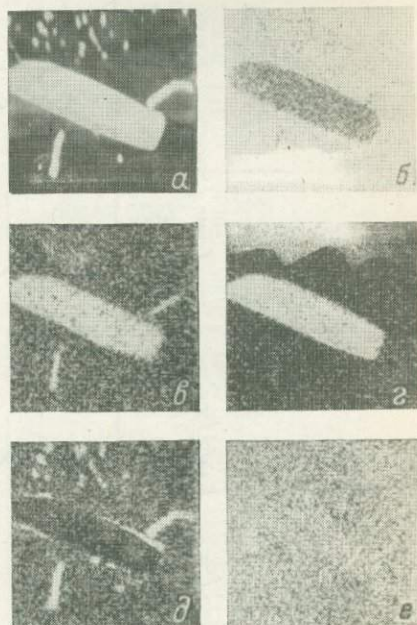


Рис. 2. Галенит с включениями айкинита и серебряных минералов. Обр. 912. 100×100 мкм.

а — электронное изображение; б—е — растровые изображения в характеристических лучах (б — $\text{Pb}_{L\alpha}$, в — $\text{Bi}_{L\alpha}$, г — $\text{Cu}_{K\alpha}$, д — $\text{Ag}_{L\alpha}$, е — $\text{S}_{K\alpha}$).

ные фазы характеризуются очень низким содержанием серы и на данном этапе исследования точнее не идентифицируются.

Из результатов рентгеноспектрального микроанализа галенитовой матрицы (см. таблицу) следует, что Bi и Ag присутствуют в большинстве образцов в атомных соотношениях 1 : 1. Только в двух образцах, относительно бедных Bi и Ag, наблюдается превышение Bi над Ag, что, вероятно, обусловлено погрешностью метода. Наблюдаемое стехиометрическое отношение Bi и Ag указывает на возможность гетеровалентного изоморфизма по схеме: $2\text{Pb}^{2+} \rightarrow \text{Bi}^{3+} + \text{Ag}^+$. Изученные галениты представляют собой смешанные кристаллы в ряду $\text{PbS}-\text{AgBiS}_2$, в которых содержание AgBiS_2 колеблется от 0.2 до 4.5 мол.%, причем наиболее богаты висмутом и серебром галениты краевых зон рудных тел.

Примесь меди в матрице галенита не превышает 0.03% даже в образцах с включениями медьсодержащих минералов, таких как халькопирит, айкинит и цинкисто-висмутистый тетраэдрит. Низкие содержания меди в изученных галенитах свидетельствуют об отсутствии твердого раствора между PbS и CuBiS_2 , сходного с тем, который существует между PbS и AgBiS_2 .

Селен входит в состав всех включений серебряных минералов. Максимальное количество селена (2.6%) отмечено в теллуристом аналоге агвиларита. В галените селен присутствует в количестве 0.4—0.6% только в четырех (из семи) образцах, богатых серебром и висмутом, что как будто свидетельствует об отсутствии связи между этими элементами. В то же время, как было показано ранее (Нечелюстов и др., 1962), одновременное вхождение в галенит Bi и Ag в катионную часть, а Se в анионную производит меньшую деформацию кристаллической решетки по сравнению с той, которая вызывается только одним селеном. Следовательно, присутствие Bi и Ag является хотя и благоприятным, но все же недоста-

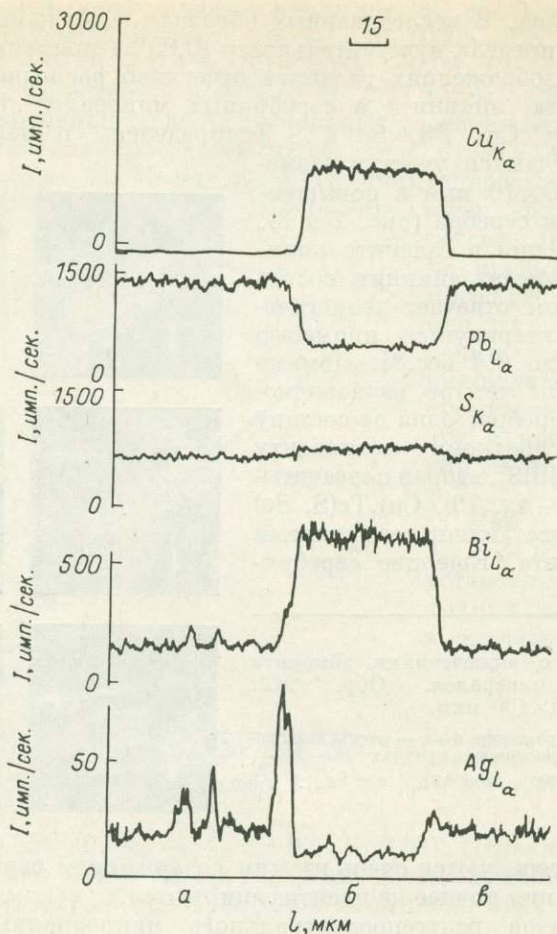


Рис. 3. Концентрационные кривые Cu, Pb, Ag, S и Bi. Обр. 912.

а — галенит с включениями серебряных минералов; б — айкнит; в — галенит без включений.

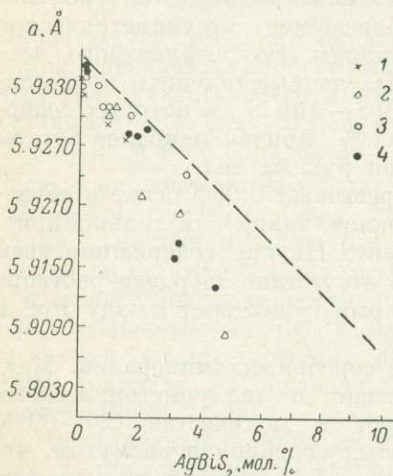


Рис. 4. Параметры элементарной ячейки природных смешанных кристаллов галенита в ряду $PbS-AgBiS_2$.

1 — Фрайбергское жильное поле (Leutwein, Герман, 1954); 2 — месторождение Букука (Онтоев и др., 1960); 3 — Швейцарские Альпы (Graeser, 1971); 4 — месторождение Перевальное (Болдырева, Чернышева, 1965); пунктиром показана теоретическая зависимость.

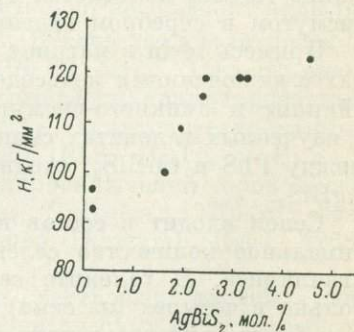


Рис. 5. Твердость галенита из месторождения Перевальное (прибор ПМТ-3, нагрузка 20 Г).

точным условием для появления в галените изоморфной примеси селена. Крайне неравномерный характер распределения изоморфной примеси селена в галените одной генерации, вероятно, обусловлен неоднородным распределением Se в минералообразующей среде.

Теллур присутствует в серебряных минералах включений, особенно много его (18—19 вес. %) в теллуристом аналоге агвиларита. В матрице галенита он не обнаружен ввиду недостаточной чувствительности рентгеноспектрального метода (0.05%), так как по данным химического анализа среднее содержание теллура (по 5 пробам) в галените месторождения Перевальное составляет 0.006% (Нечелюстов и др., 1961). Обнаружение в галените теллурсодержащих сульфидов хотя и не исключает изоморфного вхождения теллура вместо серы (Нечелюстов и др., 1962), но указывает на то, что он может иметь еще одну форму нахождения в галените — минеральную в виде микровключений.

О пределах изоморфного вхождения в галенит висмута и серебра

Изоморфная природа примесей висмута и серебра в галените подтверждается закономерным уменьшением параметра *a* с увеличением содержания обоих элементов (Leutwein, Nergman, 1954). Однако эмпирическая линейная зависимость между этими величинами несколько отличается по своим статистическим параметрам от той, которая следует из закона Вегарда (рис. 4).

На материале месторождения Перевальное была установлена также прямая зависимость между количеством изоморфной примеси Bi и Ag (в соотношении 1 : 1) и твердостью галенита (рис. 5). Тогда как в галенитах Швейцарских Альп, исследованных С. Крайзером (Craeser, 1971), соотношения Bi и Ag колеблются в широких пределах и такой зависимости не наблюдается.

Полной изоморфной смесимости в ряду PbS—AgBiS₂ не обнаружено,

Химический состав галенита месторождения Перевальное по данным рентгеноспектрального микроанализа

Компо- ненты	Обр. 745		Обр. 714		Обр. 703		Обр. 335		Обр. 185		Обр. 220		Обр. 912		Обр. 106		Обр. 829	
	вес. %	атомные колич- чества	вес. %	атомные колич- чества	вес. %	атомные колич- чества	вес. %	атомные колич- чества	вес. %	атомные колич- чества	вес. %	атомные колич- чества	вес. %	атомные колич- чества	вес. %	атомные колич- чества	вес. %	атомные колич- чества
Pb	85.9	0.4140	85.90	0.4144	84.3	0.4250	83.6	0.4033	81.9	0.3951	83.6	0.4033	81.8	0.3946	81.9	0.3951	79.8	0.3802
Bi	0.4	0.0019	0.33	0.0014	1.7	0.0080	1.7	0.0081	2.6	0.0124	2.2	0.0105	2.6	0.0124	3.1	0.0148	4.0	0.0191
Ag	0.1	0.0009	0.10	0.0009	0.8	0.0070	1.0	0.0092	1.1	0.0101	1.0	0.0092	1.2	0.0111	1.5	0.0139	2.1	0.0194
Cu	0.01	0.0004	0.02	0.0003	0.05	0.0010	0.04	0.0006	0.05	0.0010	0.04	0.0006	0.05	0.0010	0.01	0.0001	0.04	0.0006
S	13.30	0.4147	13.50	0.4209	13.4	0.4170	13.5	0.4209	13.5	0.4209	13.5	0.4209	13.50	0.4209	13.4	0.4170	13.5	0.4209
Se	—	—	—	—	—	—	0.6	0.0075	—	—	—	—	0.4	0.0050	0.5	0.0063	0.6	0.0075
Сумма	99.71	—	99.85	—	100.25	—	99.14	—	99.15	—	100.34	—	99.55	—	100.41	—	99.5	—
AgBiS ₂ , мол. %	0.21	—	0.21	—	1.58	—	1.9	—	2.3	—	2.4	—	3.1	—	3.2	—	4.5	—

относительно же верхнего предела содержаний AgBiS_2 существуют противоречивые данные. Экспериментальное изучение системы $\text{PbS}-\text{Bi}_2\text{S}_3-\text{Ag}_2\text{S}$, выполненное И. Р. Крейгом (1967), показало, что при температуре ниже 190°C в галените возможно присутствие в виде твердого раствора максимум 8 мол. % AgBiS_2 . Большинство определений Bi и Ag в природных галенитах укладывается в указанный выше интервал (Leutwein, Heggman, 1954; Болдырева, Чернышева, 1965; Craeser, 1971). Однако Д. О. Онтоев и др. (Онтоев и др., 1960; Онтоев, Корсакова, 1967) отмечают в образцах из месторождений Забайкалья 9.97—14.05 мол. % AgBiS_2 , а Е. П. Чапман (Chapman, Stevens, 1933) в галените из Ледвилла даже 26 мол. %. Оказалось, что при пересчете на мол. % AgBiS_2 химических анализов галенитов из Забайкальских месторождений была допущена ошибка, и после ее устранения максимальное количество AgBiS_2 , подтвержденное измерениями параметра решетки, составило 4.5—4.8 мол. %.

В свете приведенных данных галенит из Ледвилла, по-видимому, представляет собой механическую смесь галенита и Ag-Bi -минералов.

Выводы

1. Рентгеноспектральным микроанализом в галенитах из месторождения Перевальное установлено однородное распределение в матрице примеси висмута и серебра, находящихся в соотношении 1 : 1. Изученные галениты представляют собой смешанные кристаллы в ряду $\text{PbS}-\text{AgBiS}_2$, в которых содержание AgBiS_2 колеблется от 0.2 до 4.5 мол. %.

2. Селен присутствует только в отдельных богатых висмутом и серебром галенитах. Содержания меди очень низкие. Теллур входит в состав микровключений серебряных минералов. Сурьма и таллий в пределах чувствительности анализа (0.05%) не были определены.

3. Обнаруженные серебряные минералы отвечают по составу матильдиту и теллуристу аналогу агвиларита.

4. Изоморфная примесь висмута и серебра (в соотношении 1 : 1) вызывает уменьшение элементарной ячейки и увеличение твердости галенита.

5. В природных галенитах максимальное содержание AgBiS_2 составляет 5 мол. %, тогда как в синтетических галенитах оно может достигать 8 мол. %.

ЛИТЕРАТУРА

Болдырева М. М., Чернышева В. Ф. Рентгеновское изучение галенитов из месторождения Перевальное (Западный Карамазар). — Вестник ЛГУ, 1965, № 12.

Годовиков А. А. О примесях серебра, висмута и сурьмы в галените. — Геология рудных месторождений, 1966, № 2.

Нестерова Н. С. К вопросу о химическом составе галенитов. — Геохимия, 1958, № 5.

Нечелюстов Н. В., Попова Н. Н., Минцер Э. Ф. Об изоморфизме селена и теллура в галените. — Геохимия, 1962, № 11.

Нечелюстов Н. В., Попова Н. Н., Минцер Э. Ф. Распределение элементов-примесей в процессе гипогенного минералообразования в свинцово-цинковых и медно-молибденовых месторождениях Карамазара. — Тр. ИМГРЭ, 1961, вып. 5.

Онтоев Д. О., Ниссенбаум П. Н., Органова Н. И. Природа высоких содержаний висмута и серебра в галенитах Букуинского месторождения и некоторые вопросы изоморфизма в системе $\text{PbS}-\text{Bi}_2\text{S}_3-\text{Ag}_2\text{S}$. — Геохимия, 1960, № 5.

Онтоев Д. О., Корсакова Н. В. Висмут и серебросодержащие галениты Джидинского рудного поля (Западное Забайкалье). — ДАН СССР, 1967, т. 174, № 1.

Рыдник В. И., Батырев В. А. О количественном рентгеноспектральном микроанализаторе многокомпонентных систем. — Заводская лаборатория, 1970, № 6.

Chapman E. P., Stevens R. E. Silver and bismuth bearing galena, Leadville, Colorado. — *Econom. Geology*, 1933, v. 28, № 7.

Craeser S. Mineralogisch-geochemische Untersuchungen an Bleiglanz und Zinkblende. — *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitteil.*, 1971, № 2—3.

Craig I. R. Phase Relations and Mineral Assemblages in the Ag—Bi—Pb—S System. — Mineralium Deposita, 1967, v. 1, № 4.

Dewey R. D. Handbook of X-ray and microprobe data. Pergamon Press., London, 1969.

Duncomb P., Reed S. I. B. The calculation of stopping power and backscatter effects in electron probe microanalysis. — Report NBS, 1968, № 298.

Karup-Møller S. On some exsolved minerals in galena. — Canad. Mineral., 1971, v. 10, № 5.

Leutwein F., Herrman A. G. Kristallchemische und Geochemische Untersuchungen über Vorkommen und Verteilung des Wismuts im Bleiglanz der kiesigblenden Formation des Freiburger Hangreifers. — Geologia, 1954, № 8.

Ramdohr P. Über Schapbachit, Matildit und den Silber- und Wismutgehalt mancher Bleiglanze. — Preussischen Akademie der Wissenschaften. Physikalisch-mathematisch klasse, 1938, № 6.

Э. А. ДУНИН-БАРКОВСКАЯ, Р. Г. ЮСУПОВ

САМОРОДНЫЙ ВИСМУТ В ПОРОДАХ И МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СРЕДНЕЙ АЗИИ И ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В КАЧЕСТВЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ТЕРМОМЕТРА

Самородный висмут интересен с точки зрения его типоморфных особенностей и использования их в качестве геологического термометра (Ramdohr, 1931; Барсанов, Погоня, 1949; Годовиков, Колонин, 1964а, 1964б, 1965; Колонин, 1967; Годовиков и др., 1971, и др.).

История исследования. В Средней Азии самородный висмут впервые установлен в 1931 г. И. М. Евфименко на месторождении Устарасай. Ранние находки самородного висмута отмечены в период 1935—1941 гг. и на других месторождениях: Г. Д. Ажгиреем — на Бричмулле, С. Ф. Машковцевым — в Табошарской группе, Б. Л. Баскиным, В. С. Мясниковым, В. П. Флоренским и Х. М. Абдуллаевым — в Лянгаре, Д. И. Щербаковым и Е. М. Янишевским — в Адрасмане, Я. С. Висневским — в Учимчаке Таласского хребта, Д. И. Щербаковым и И. Г. Магакьяном — в Зарафшано-Гиссарской горной области, Ф. И. Вольфсоном — в Каратюбе и шлихах р. Кашкасу и др. Минералогическое изучение самородного висмута приведено в более поздних работах (Сахарова, 1955; Годовиков, Колонин, 1964а; Колонин, 1967; Годовиков и др., 1971; Дунин-Барковская, 1970, 1973, и др.). Среди акцессорных минералов магматических пород Средней Азии самородный висмут ранее не указывался. Типоморфные особенности самородного висмута для различных условий образования в горных породах и многочисленных рудных месторождениях Средней Азии рассматриваются на материалах наших наблюдений (1963—1973 гг.) с использованием литературных сведений.

Распространенность. В магматических породах палеозоя самородный висмут установлен как акцессорный минерал в Кураминском хребте (северо-восточная часть) на территории Узбекистана. Он встречен в количестве от 0.0008 до 0.02 г/т (табл. 1) в 23 пробах-протолочках из 350 изученных. Первоначальный вес пробы 12—15 кг.

В эндогенных рудных месторождениях самородный висмут встречается часто, но в незначительных количествах. В Узбекистане он известен в пегматитах, в висмuto-оловянно-вольфрамовых грейзенах (Ташсай, Ангренское плато), в шелитовых скарнах (Лянгар, Ингичке, Угат и др.), в мышьяково-висмутовых месторождениях (Устарасай, Бричмулла), в медно-висмутовых (Узумлек, Ташкескен, Кызыл-Гут), в жилах с висмутином и теллуридами висмута (Верхний Кандаган, Верхняя Куянда,

Юрино и др.) и др. В Таджикистане самородный висмут известен в различных скарных месторождениях: в медно-молибденовом (Южный Янгикан), в железо-висмутовом (Чокадамбулак), в свинцово-цинковых (Кармазар), в гидротермальных медно-висмутовых (Адрасман, Тарыкан и др.), а в Киргизии — в кварцевых жилах с теллуру-висмутовой

Т а б л и ц а 1

Аксессуарный самородный висмут в магматических породах Кураминских гор

Глубинность интрузий и термобарометрические параметры (Далимов, Айзенштат, 1972)	Порода и возраст	Содержание в породе, г/т		Аксессуарно-минеральный тип пород (по Рабиновичу, 1970)
		самородный Вi	Вi	
Субвулканические (0—1.8 км), $P_{\text{лит}} = 180—200$ атм., $P_{\text{H}_2\text{O}} = 500—350$ атм., $T_{\text{кр}} = 750—600^\circ\text{C}$	Кварцевые порфиры T_1	0.01	0.178 (25)	Флюорито-магнетитовый
Гипабиссальный (1—2 км), $P_{\text{лит}} = 500—600$ атм., $P_{\text{H}_2\text{O}} = 300—600$ атм., $P_{\text{O}_2} = 10^{-8}—10^{-13}$ атм., $T_{\text{кр}} = 750—660^\circ$	Аляскиты, граниты, гранит-порфиры T_1	0.005	0.15 (15)	Цирконо-флюоритовый
	Сиенит-порфиры и порфиroidные сиениты P	0.01	0.133 (24)	Апатито-магнетитовый
Мезоабиссальные (2.5—3 км), $P_{\text{лит}} > 800—900$ атм., $P_{\text{H}_2\text{O}} = 700—800$ атм., $P_{\text{O}_2} = 10^{-8}—10^{-11}$ атм., $T_{\text{кр}} = 750—660^\circ$	Роговообманково-биотитовые гранодиориты и адамеллиты C_2	0.0008	0.135 (38)	Ортито-магнетитовый
	Порфиroidные биотито-роговообманковые гранодиориты и адамеллиты C_2	0.001	0.144 (41)	Сфено-магнетитовый
	Биотито-роговообманковые гранодиориты C_2	0.023	0.064 (53)	Апатито-магнетитовый

Примечание. $P_{\text{лит}}$ — давление литостатическое; $P_{\text{H}_2\text{O}}$ — давление водяного пара; P_{O_2} — парциальное давление кислорода; $T_{\text{кр}}$ — температура кристаллизации магматического расплава. В скобках — количество проб.

минерализацией (Тоялмыш) и в других местах. Самородный висмут устлавливается также часто в единичных зернах в аллювиальных отложениях по руслам горных рек и ручьев.

М о р ф о л о г и я. Самородный висмут в рудных месторождениях встречается в виде отдельных зерен, их групп, линзочек или прожилков, ксеноморфных выделений, гнезд из мелкозернистых минеральных агрегатов, а в магматических породах — в виде шариков, грушевидных, проволоковидных и других форм.¹ Размер индивидов от 0.0л мм до 0.5 см. Единичные слабо ограненные кристаллы самородного висмута толсто-таблитчатого и пластинчатого облика размером до 1—2 мм установлены нами на месторождении Устарасай. Они представлены комбинацией двух ромбоэдров и пинакоида (0001) и относятся к дитригонально-скаленоэдрическому классу. Встречено срастание двух кристаллов по (1012). Зерна и полудиоморфные кристаллы самородного висмута расположены в интерстициях между выделениями кварца, висмутина, козалита и жозейта. Отдельные пластинки самородного висмута выросли на иголки козалита и как бы проткнуты им. Снятые с этого стержня, они сохраняют внутри образованного отверстия очертания призматических кри-

¹ В протоколках они частично деформированы при дроблении.

сталлов козалита и даже штриховку его граней, параллельную удлинению по оси *c*.

Двойники и природа их образования. Полисинтетические двойники отмечались в зернах самородного висмута из Акташкана (Глинский, 1970), Угата (Нечелюстов, 1970), Устарасая (Годовиков, Колонин, 1964а). На Устарасая они встречаются постоянно и отсутствуют лишь в мелкозернистом самородном висмуте, возникшем при гипогенном распаде и при низкотемпературном эпигенетическом разложении висмутита и свинцово-висмутовых сульфосолей. В самородном висмуте из пегматитов Ойгаинга и грейзенов Ангренского плато двойники не установлены.

Экспериментальными исследованиями доказано, что полисинтетические двойники в искусственном висмуте не обусловлены полиморфным превращением. Факт двойникования самородного висмута часто используется как геологический термометр: присутствие обильных двойников считается критерием выделения самородного висмута первоначально в расплавленном состоянии при температуре выше 271°C . Однако повышение давления при его кристаллизации препятствует двойникованию. Полисинтетические двойники получены также при запрессовке твердого кристаллического висмута в брикете полистирола при давлении 15 кг/см^2 и температуре 80° (Годовиков, Колонин, 1964б, и др.). Ельчатые двойники трансляционного скольжения, наблюдавшиеся нами при раскалывании кристаллов самородного висмута из Устарасая, по-видимому, возникли вследствие давления. Для проверки влияния температуры на двойникование полированный шлиф с самородным висмутом без двойников из грейзенов Ташая был нагрет до 100° . После нагревания двойники также не были обнаружены. Твердый кристаллический висмут очень чувствителен к действию давления и деформациям. Поэтому определение природы полисинтетического двойникования самородного висмута требует осторожности: двойники могут возникнуть как вследствие напряжений при кристаллизации, так и при механических воздействиях на кристаллическую решетку твердого минерала.

Спайность. Наиболее отчетливо спайность наблюдается в кристаллах и крупных выделениях. При осторожном ударе минерал легко раскалывается по спайности, а при более сильном сплющивается в лепешки. Спайность весьма совершенная по (0001). Параллельно граням ромбоэдра (1011) проходит совершенная спайность, отчетливо наблюдаемая на плоскости (0001) в виде трещин, пересекающаяся в трех направлениях под углом 60° и дающая треугольные и ромбовидные выколы. На этой же плоскости при косом освещении под бинокляром иногда виден тонкий муаровый рисунок, обусловленный параллельно изогнутыми дислокациями и блочно-мозаичным строением.

Твердость. Самородный висмут (ПМТ-3) из Угата имеет твердость 17.4 кг/мм^2 (Нечелюстов, 1970), а из Акташкана — 22 кг/мм^2 (Глинский, 1970).

Цвет. В свежем изломе цвет минерала серебристо-белый с кремовым оттенком, блеск металлический, с поверхности он часто покрыт темной пленкой. В полированных шлифах самородный висмут имеет розовато-кремовый цвет и высокую отражательную способность. Двухотражение слабо заметно с иммерсией, анизотропия резкая.

Химический состав. В самородном висмуте могут присутствовать следующие примеси: Pb, Sb, As, Cu, Zn, Mo, Co, Te и Ti. В минерале из Устарасая на рентгеновском микроанализаторе «Каменка» определено высокое содержание свинца — 1.7% (Дунин-Барковская, 1970), что позволяет считать его свинецсодержащей разновидностью. По данным спектрального анализа, аксессуарный самородный висмут из гранодиоритов C_2 содержит (в вес. %): Pb — 0.01; As, Zn — 0.06, Cu — 0.05, Mo — 0.02, Ti — 0.001, Co — 0.003, Te — 0.3; из грейзенов Ташая: Pb — 0.001, Sb — 0.1, Cu — 0.0003, Mo — 0.003, Ti — 0.02, Te — 0.2.

Самородный висмут с 0.01% Pb описан в Чехословакии (Trdlička, Kvásek, 1966).

Рентгеновские исследования. Полученные порошковые граммы на аппарате УРС-55 для 6 образцов самородного висмута различного генезиса (аксессуарный из гранодиоритов C_2 и субвулканических кварцевых порфиров T_1 ; рудный минерал из висмутоносных пегматитов, грейзенов, гидротермальных кварцевых жил и метасоматитов) сходны между собой и аналогичны эталону. Наиболее интенсивные линии находятся в интервалах 3.20—3.30 (10), 2.25—2.30 (7—9), 1.442—1.448 (7—9).

Условия образования. Самородный висмут выделяется в широком диапазоне температур. Экспериментальными работами А. А. Годовикова и Г. Р. Колонина доказано, что самородный висмут может выделяться как выше, так и ниже температуры его плавления (271°). На основании термодинамических расчетов по величинам изобарно-изотермического потенциала установлена возможность существования самородного висмута в восстановительных условиях при температурах, превышающих его точку плавления. При этом, несмотря на расплавленное состояние, висмут является термодинамически устойчивой фазой (Колонин, 1967). Давление не играет существенной роли для геотермометрии висмута. В пределах 1000—2000 атм. температура плавления висмута снижается всего на несколько градусов (Годовиков, Колонин, 1964б).

Наряду с конвергентностью самородный висмут приобретает типоморфные особенности при образовании в различных условиях. Для Средней Азии нами выделено шесть генетических типов самородного висмута: аксессуарно-магматический, аксессуарно-интрамагматический, пегматитовый, пневматолитовый, гидротермальный и гипергенный (табл. 2).

В магматических породах Кураминских гор висмут выделяется в самородном виде (табл. 1) только в гранитоидах средних (мезо- и гипабиссальные фации) и малых глубин (субвулканическая фация). Он отсутствует в абиссальных породах. Исходя из этих данных можно оценить термодинамические условия образования самородного висмута магматического происхождения. Магматический расплав с давлением паров воды 350—800 атм. и температурой главного периода кристаллизации породообразующих минералов $750-500^\circ$ обладает направленной тенденцией к выделению самородного висмута в виде капельно-жидкой фазы. По мере снижения температуры происходило постепенное накопление капельно-жидкого висмута в интерстициях между образовавшимися породообразующими и аксессуарными минералами. При достижении 271° и ниже образовались структуры затвердевания самородного висмута (глобулишарики, грушевидные и каплеобразные выделения). По-видимому, возможно также размещение атомов висмута в структурных пустотах алюмосиликатных минералов в момент их роста и изоморфное вхождение в некоторые аксессуарии (редкоземельные, сульфиды и др.).²

Интрамагматический или аутометаморфогенный самородный висмут фиксируется преимущественно в конечных фазах мезоабиссальных интрузий Кураминской подзоны. Исследования по фациальному анализу этих интрузий (Далимов, Айзенштат, 1972) показали, что после их становления при давлениях паров воды 100—300 атм. и более и температуре $600-450^\circ$ в постмагматическую стадию широко протекали процессы

² Об этом свидетельствует присутствие висмута, установленное высокочувствительным спектральным анализом в породообразующих минералах гранитоидов (среднее содержание в г/т, число проанализированных проб 10—30): в плагиоклазе 0.19, в калиевом полево шпате 0.21, в амфиболах 0.17, в кварце 0.05, в биотите 0.25; в аксессуориях — в торите 70 (1 проба), в апатите 20 (3 пробы), в шпирте 10—80, в галените 900 (2 пробы), в арсенопирите 70 (2 пробы) и в халькопирите 80 (3 пробы).

Морфогенетические особенности самородного висмута Средней Азии

Генетический тип	Морфологическая характеристика	Способ образования	Примеры
Акцессорно-магматический в гранитоидах средних (мезо- и гипабиссальные фации) и малых глубин (субвулканическая фация)	Глобули-шарики, груше- и каплеобразные выделения размером от 0.06 до 0.25 мм	Выделение капельно-жидкого самородного висмута из магматического расплава	Кураминские горы
Акцессорно-интрамагматический или автометаморфогенный в гранитоидах	Листочки, пластинки, скрученные, нитевидные, проволоковидные, дендритовидные образования размером 0.08—1.10 мм	Собирательная перекристаллизация в позднемагматическую стадию	То же
Пегматитовый	Червеобразные и инъекционные выделения	Выполнение пустот, внедрение и затекание жидкого висмута между ранее образовавшимися минералами из пегматитового расплава	Чаткальские горы
Пневматолитовый	Угловатые ксеноморфные выделения с отпечатками виднальных граней ранних минералов, размер до 1.5 см	Отложение из растворов позднего минерала в промежутках между ранними (интерстициальная структура в грейзенах)	Кураминские горы
Гидротермальный	Пластинчатые перистые сростки размером до 3—4 см, полисинтетические двойники	Отложение из растворов с замещением алюмосиликатных минералов скарнов (пироксен и др.)	Лянгар
	Окристаллизованные выделения в формах дитригонально-скаленоэдрического класса, простые и полисинтетические двойники	Отложение из гидротермальных растворов в условиях свободного роста кристаллов в кварцевых жидках	Устарасай
	Ксеноморфные выделения	Отложение из гидротермальных растворов в условиях стесненного роста кристаллов (интерстициальная структура)	»
	Округлые линзовидные выделения с извилистыми ограничениями в тесном прорастании с тетрадимитом, висмутотитом	Гипогенный распад твердых растворов	Акбулак, Устарасай, Лянгар
Гипергенный	Мелкозернистые агрегаты, гнезда, жилки в полурасположенных висмутосодержащих сульфидах	Эпигенетическое разложение сульфидов и сульфосолей висмута	Устарасай, Угат, Тоялмыш

метасоматического замещения главных породообразующих минералов, а также явления собирательной перекристаллизации. Следовательно, могло происходить перераспределение висмута из межзерновых и структурных пустот породообразующих и акцессорных минералов. А при снижении температуры образовывались листочки, пластинки, дендритовидные, скрученные, нитевидные, проволоковидные выделения самородного висмута и изредка — сульфиды висмута.

Из пегматитового расплава или его пневматолитового раствора висмут, по-видимому, выделялся в жидкой фазе, подобно магматическому. Его червеобразные, инъекционные и ксеноморфные зерна с сохранением скульптуры граней других более ранних минералов, возможно, обусловлены затеканием жидкого висмута при температуре выше 271° в промежутки между кварцем, микроклином и пластинками слюды. Кристаллизация же самородного висмута могла наступить лишь при температуре ниже точки его плавления.

При грейзенизации самородный висмут выделялся одним из поздних минералов, после кварца, мусковита, топаза, флюорита, касситерита, вольфрамита (Ангренское плато). В этом процессе перенос висмута возможен в виде фторида горячими пневматолитовыми растворами, обогащенными летучими компонентами (фтор, бор и др.), а образование в самородном виде — путем кристаллизации в восстановительной среде.

В высокотемпературном скарноворудном процессе самородный висмут образовался из гидротермальных растворов в числе поздних минералов — теллуридов висмута и самородного золота. На Лянгаре перистые и пластинчатые выделения самородного висмута (Абдуллаев, 1941) близки к копьевидным формам, для которых экспериментально (Годовиков, Колонин, 1965; Колонин, 1971) доказана температура образования ниже 271° .

В среднетемпературном гидротермальном процессе формирования мышьяково-висмутового месторождения Устарасай самородный висмут выделялся в одну из ранних стадий совместно с висмутовыми сульфидами и теллуридами. Он завершает последовательный ряд образования минералов висмута с уменьшением в них содержания серы от ранних к поздним: висмутин \rightarrow галенобисмутит \rightarrow козалит, кобелит \rightarrow жозент \rightarrow самородный висмут. Примерная температура образования кварца из кварцево-шеелито-висмутиновых жил Устарасая не выше $250\text{--}270^\circ$ (по данным дикрепетации). Учитывая типоморфизм самородного висмута и последовательность выделения минералов, можно считать, что в гидротермальных месторождениях он образуется при температурах ниже 271° . В жилах пятиэлементной формации (Моисеева, 1969) самородный висмут, по-видимому, образовался с арсенидами Fe, Co и Ni при температуре не выше 200° (рудопроявление Актепа).

В зоне гипергенеза самородный висмут выделяется в результате разложения висмутовых сульфосолей, сульфидов и теллуридов при низких температурах.

Изменение. Самородный висмут практически не растворяется в хлористых, фтористых, карбонатных и щелочных растворах при температуре до 250° и давлении до 1000 атм. (Колонин, 1971). В зоне окисления самородный висмут может без растворения превращаться в бисмит (Bi_2O_3) или бисмоклит BiOCl (Устарасай, Ойгаинг). Обычно выделения самородного висмута имеют оторочку или покрыты корочкой темно-серого бисмоклита. Замещение начинается с краев зерен и проникает во внутрь зерен по трещинам спайности. Отдельные индивиды почти полностью замещены бисмоклитом, который в свою очередь покрыт корочкой белого и зеленоватого бисмутита. При окислении самородного висмута в условиях гипергенеза промежуточным продуктом является хлорид висмута, а конечным — труднорастворимый карбонат.

В заключение следует отметить, что выделение самородного висмута из магматического и пегматоидного расплава происходило в капельно-жидкой фазе при температурах 500—600° и давлении до 1000 атм., а переход в твердую кристаллическую фазу имел место при температуре ниже точки его плавления (271°). Из пневматолитовых и гидротермальных слабощелочных растворов самородный висмут кристаллизуется в восстановительных условиях при температуре ниже 271°. Морфологические особенности самородного висмута в Средней Азии зависят от условий его образования и могут быть использованы в качестве геологического термометра.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Генезис шеелитового оруденения в скарнах Лянгарского месторождения. — Изв. АН СССР, 1941, сер. геол., 4—5.
- Барсанов Г. П., Погоня Ю. Ф. Самородный висмут как геологический термометр. — Тр. Минер. музея АН СССР, 1949, вып. 1.
- Глинский Ю. С. Минералого-генетические особенности Каракиинского рудного поля (Алмалыкский район). — Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1970.
- Годовиков А. А., Колонин Г. Р. О самородном висмуте как геологическом термометре. 1. Морфологические особенности природного висмута. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной геологии, т. II. Новосибирск, 1964а.
- Годовиков А. А., Колонин Г. Р. О самородном висмуте как геологическом термометре. 2. Морфологические и микроскопические особенности искусственного висмута. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т. II. Новосибирск, 1964б.
- Годовиков А. А., Колонин Г. Р. Экспериментальные исследования особенностей выделения висмута и возможности использования как геологического термометра. — Геология рудных месторождений, 1965, т. 7, № 2.
- Годовиков А. А., Колонин Г. Р., Кочеткова К. В., Богданова В. И. Висмутовые минералы Устарасайского месторождения. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т. VI. Новосибирск, «Наука», 1971.
- Далимов Т. Н., Айзенштат В. И. Фациальность гранитоидных формаций Узбекистана. Ташкент, Изд-во ФАН УзбССР, 1972.
- Дунин-Барковская Э. А. О геохимических связях висмута с другими элементами на примере месторождения Устарасай. — В кн.: Геология, минералогия и геохимия рудных полей Узбекистана. Ташкент, Изд-во ФАН УзбССР, 1970.
- Дунин-Барковская Э. А. Минеральный состав висмутовых месторождений Чаткало-Кураминских гор. — Зап. Узб. отд. Всесоюз. минер. общ., 1973, вып. 26.
- Колонин Г. Р. О самородном висмуте как геологическом термометре. IV. Существование поля устойчивости металлического висмута при температурах, превышающих его точку плавления. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т. V. Новосибирск, «Наука», 1967.
- Колонин Г. Р. О самородном висмуте как геологическом термометре. Кристаллизация в гидротермальных условиях. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т. VI. Новосибирск, 1971.
- Моисеева М. И. Минералогия Кураминского хребта. Ташкент, Изд-во ФАН УзбССР, 1969.
- Нечелюстов Г. Н. О проявлении висмутовой минерализации в скарново-шеелитовом месторождении Угат (Западный Узбекистан). — В кн.: Геохимия и геология некоторых рудных месторождений. М., «Наука», 1970.
- Рабинович А. В. Геохимические исследования магматических и осадочных пород. Л., «Недра», 1970.
- Сахарова М. С. О висмутовых сульфосолях Устарасайского месторождения. — Тр. Минер. музея АН СССР, М., 1955, вып. 7.
- Ramdohr P. Neue Beobachtungen über die verwendbarkeit opaker Erze als geologische Thermometer. — Z. prakt. Geol., 1931, Bd. 39.
- Trdlíčka Z., Kvaček M. K chemicko-strukturálnímu studiu ryšho vismutu. — Casopis pro mineralogii a geologii. Ročník 11, číslo 2, Praha, 1966.

КОЛУСИТ, АРСЕНОСУЛЬВАНИТ И СУЛЬВАНИТ ИЗ МЕДНЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОР (ЮГОСЛАВИЯ)

В медных рудах месторождения Бор нами обнаружены сложные сульфиды меди, мышьяка, ванадия и олова: колусит $\text{Cu}_3(\text{As}, \text{V}, \text{Sn})\text{S}_4$, арсеносульванит $\text{Cu}_3(\text{As}, \text{V})\text{S}_4$ и сульванит Cu_3VS_4 . Колусит и сульванит встречены здесь впервые, а арсеносульванит упоминался ранее в работе К. К. Леви (Levy, 1966). К. К. Леви, изучая минерал, сходный по оптическим свойствам с лазаревичитом (Cu_3AsS_4), обнаружил в нем ванадий и предположительно отнес его к арсеносульваниту. Колусит и арсеносульванит встречаются в природе чрезвычайно редко, сульванит распространен более широко (Минералы, 1960; Levy, 1966).

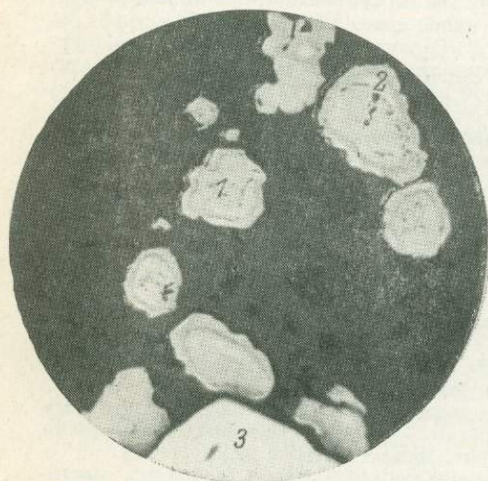


Рис. 1. Зерна арсеносульванита—колусита (1) с оторочкой сульванита (2) в сростании с пиритом (3). Полированный шлиф. Увел. 262.

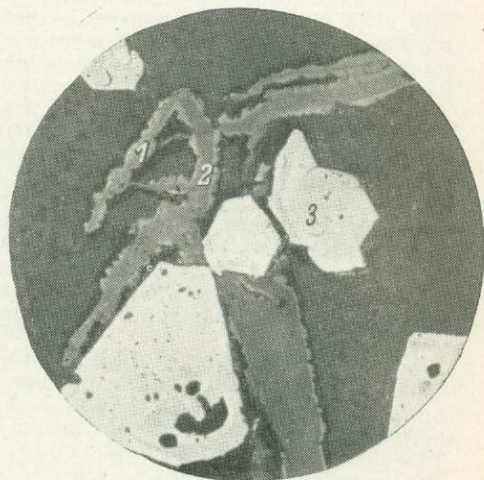


Рис. 2. Оторочка сульванита (1) вокруг чешуек ковеллина (2) в сростании с пиритом (3). Полированный шлиф. Увел. 262.

Колусит, арсеносульванит и сульванит обнаружены в прожилково-вкрапленных пиритовых рудах, сложенных в основном пиритом и кварцем. В подчиненном количестве присутствуют ковеллин, энаргит, халькозин, рутил, в единичных зернах люционит и моусонит. Характерно крайне неравномерное распределение колусита, арсеносульванита и сульванита, спорадически появляющихся среди кварца, пирита, ковеллина, рутила в виде отдельных зерен или их скоплений. Форма выделений обычно неправильная (рис. 1), реже встречаются идиоморфные кристаллы с прямоугольной, квадратной, трапециевидной и треугольной формами сечений. Среди кварца фиксируются преимущественно идиоморфные кристаллы, среди пирита преобладают зерна неправильной формы, выполняющие пространство между его кристаллами и корродирующие пирит. В массе ковеллина встречаются хорошо образованные кристаллы сульванита, нарастающие на крупночешуйчатый ковеллин в виде зубчатых или ступенчатых оторочек (рис. 2). Реже в ковеллине обнаруживаются арсеносульванит и колусит, которые тяготеют к спайности ковеллина либо нарастают на вершины его чешуек в виде идиоморфных зерен, имеющих в сечении форму треугольников.

Мономинеральные скопления колусита и арсеносульванита встречаются редко. Обычно эти минералы образуют кристаллы зональной структуры, которая обнаруживается благодаря едва уловимой неоднородности окраски зерен колусита, а также чередованию зон колусита и арсеносульванита. Колусит часто находится внутри кристаллов, а арсеносульванит по периферии, однако встречаются обратные соотношения и многократные повторения зон, сложенных этими минералами. Фиксируются также зерна пятнистой структуры. Арсеносульванит и колусит нередко

Таблица 1

Значения коэффициента отражения R (в %) колусита, арсеносульванита и сульванита в диапазоне длин волн 420—700 нм

Минерал	420	440	450	460	470	480	500	510	520	540	550
Колусит	21.8	22.8	—	23.6	—	24.2	25.0	—	25.9	26.7	—
Арсеносульванит	24.0	25.0	—	26.0	—	27.1	28.2	—	29.5	30.9	—
Сульванит	26.0	23.8	22.7	22.6	23.3	26.0	30.8	31.0	30.4	28.2	27.2

Таблица 1 (продолжение)

Минерал	560	580	590	600	610	620	630	640	660	680	700
Колусит	27.5	28.2	—	29.0	—	29.5	—	30.0	30.0	30.0	29.9
Арсеносульванит	31.8	32.3	—	32.3	—	32.1	—	31.9	31.6	31.5	31.5
Сульванит	27.0	29.1	29.9	29.8	30.3	31.2	30.9	29.8	28.2	27.2	26.6

замещаются по периферии зерен сульванитом, который образует краевые каемки различной мощности. В массе сульванита иногда остаются лишь мелкие реликты колусита и арсеносульванита. На границе сростания этих минералов в сульваните практически всегда отмечаются многочисленные поры. Пористая оторочка сульванита затем переходит в сплошную, что также подчеркивает зональность зерен сложных сульфидов меди. Сульванит изредка развивается в колусите и арсеносульваните по тонким трещинкам и наблюдается в них в виде мелких включений.

Размер выделений исследованных минералов не превышает 150 мкм (одно зерно колусита имело размер 0.35×0.25 мм), преобладающий размер зерен — 30—50 мкм. В отраженном свете колусит, арсеносульванит и сульванит едва различаются между собой. В их тесных сростаниях с трудом улавливается розовато-кремовый цвет колусита, кремовато-желтовато-зеленоватый цвет арсеносульванита и серовато-зеленоватый сульванита. Следует отметить, что во многих зернах арсеносульванита преимущественно по их периферии обнаруживается едва уловимое двуотражение от кремовато-зеленоватого до кремовато-розового, близкого к цвету колусита. Окраска зерен колусита неоднородная: участки и зоны окрашены в розоватые тона различной интенсивности.

В сложных сульфидов меди ни в воздухе, ни в иммерсии внутренние рефлексы не наблюдаются. В скрещенных николях колусит и сульванит изотропные, арсеносульванит обнаруживает едва заметную анизотропию в желтовато-бурых тонах. Благодаря оптической анизотропии проявляется тонкозернистое, а в некоторых участках очень неотчетливое решетчатое строение зерен арсеносульванита.

Спектры отражения колусита, арсеносульванита и сульванита получены на установке «Блеск» (Агроскин и др., 1972) — табл. 1, рис. 3.

Полого поднимающаяся от фиолетового к красному концу спектра кривая дисперсии R колусита отвечает его розовато-кремовому цвету. Очень сходная с ней кривая арсеносульванита с незначительным широким максимумом в диапазоне длин волн 560—640 нм соответствует кремовато-зеленовато-желтому цвету этого минерала. Специфическая форма спектра отражения сульванита с подъемами и спадами резко отличается от кривых

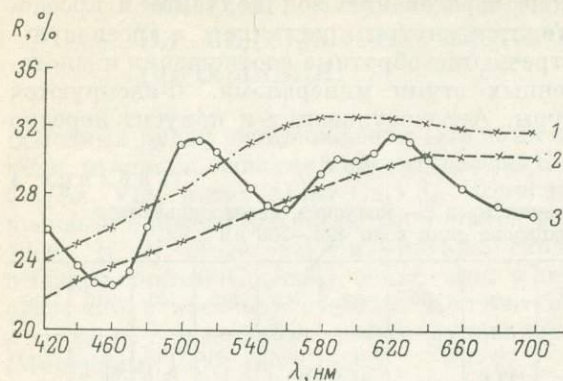


Рис. 3 Кривые дисперсии отражения арсеносульванита (1), колусита (2) и сульванита (3).

дисперсии R арсеносульванита и колусита. Значение R (в %) для колусита, сульванита и арсеносульванита при $\lambda=580$ нм равны соответственно 28.2, 29.4 и 32.3 (табл. 1). Данные по дисперсии R изученных минералов очень близки к результатам, полученным К. Леви (Levy, 1966).

Относительный рельеф изученных сульфидов меди значительно выше рельефа ковеллина и ниже рельефа пирита и рутила. Рельеф сульванита отчетливо ниже рельефа арсеносульванита и колусита. Арсеносульванит и колусит по рельефу практически не различаются.

Значения твердости (ПМТ-3, тарированный по NaCl при $P=5\Gamma$, $H=21$ кГ/мм², по 10 замерам на каждом минерале) при нагрузке 20 Г (в кГ/мм²): для колусита — 282—312, среднее 295; для арсеносульванита — 265—295, среднее

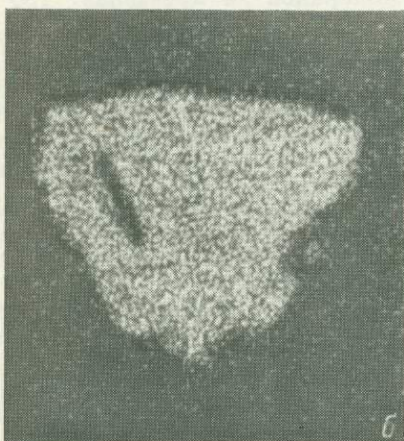
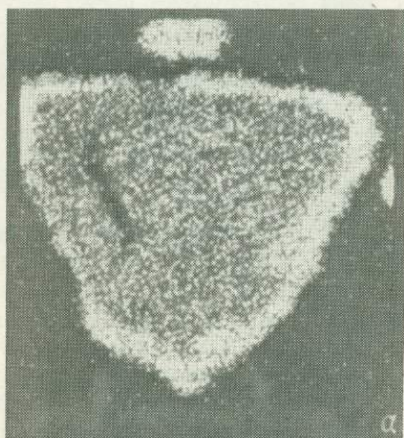


Рис. 4. Изображение сульванита (1), арсеносульванита (2) и колусита (3) в рентгеновых лучах ванадия (а), мышьяка (б) и олова (в).

282 и для сульванита — 141—159, среднее 153. Таким образом, по физическим свойствам колусит и арсеносульванит сходны друг с другом и значительно отличаются от сульванита.

Химический состав определен на микрорентгеноспектральном анализаторе MS-46 фирмы «Камека». Количественный анализ минералов проводился при напряжении 20 кВ и силе тока 30 нА. Эталоны — ковеллин, никелин, металлические олово и ванадий. Расчет концентраций выполнен по П. Данкамбу и П. Шилдсу (Duncumb, Shields, 1966) методом гипотетического состава и последовательных приближений. Коэффициенты поглощения и модифицированный коэффициент Ленарда взяты по данным К. Ф. Генриха (Heinrich, 1966). Учитывались поправки на поглощение и атомный номер. Качественным анализом в исследованных минералах обнаружены лишь медь, мышьяк, сера, ванадий и олово. Ошибка определения содержания каждого элемента не превышает 3—5 отн. %.

Картины сканирования сростка изученных сульфидов меди и запись концентрационных кривых распределения элементов по профилю, проходящему вкост этого сростка, свидетельствуют об однородности зерен сульванита и арсеносульванита и неоднородности колусита (рис. 4 и 5). Причем для колусита характерны колебания состава различных зерен, участков зерна или отдельных его зон. Зональность и пятнистость колусита всегда связаны с неоднородностью распределения олова и мышьяка (колебания концентрации ванадия очень незначительные). При этом зерна и участки зерен, имеющие состав, промежуточный между арсеносульванитом и колуситом, менее интенсивно окрашены в розовые тона и обладают более высоким отражением. Спектры отражения их по

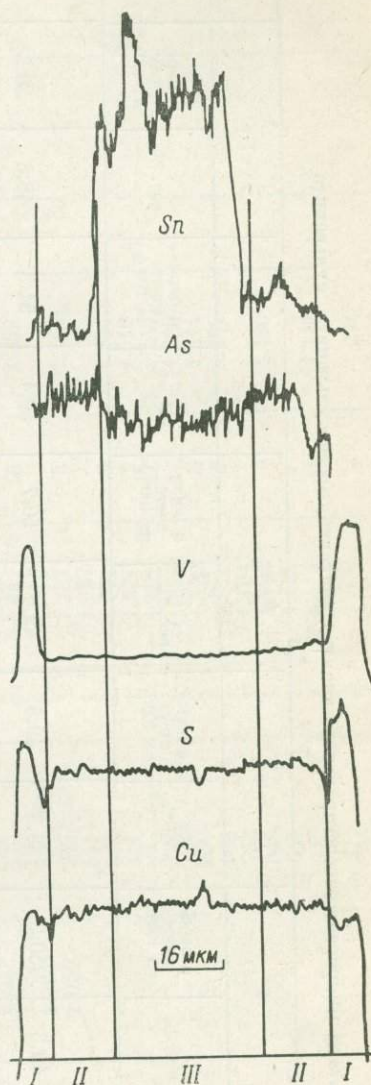


Рис. 5. Концентрационные кривые распределения Sn, As, V, S, Cu по профилю, проходящему через сросток сульванита (I), арсеносульванита (II) и колусита (III).

форме и величинам R занимают промежуточное положение между спектрами отражения колусита и арсеносульванита.

Химический состав исследованных минералов приведен в табл. 2. Полученные составы рассчитываются на формулу колусита $Cu_3(As, V, Sn)S_4$, арсеносульванита $Cu_3(As, V)S_4$ и сульванита Cu_3VS_4 . Следует отметить, что К. К. Леви (Levy, 1966) на основании двух анализов колусита из месторождения Бьютт предлагает для этого минерала формулу $Cu_6(V, Sn)AsS_8$. Обнаружение на месторождении Бор колуситов с переменным содержанием мышьяка, олова, ванадия позволяет считать более правильной используемую нами формулу.

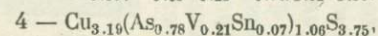
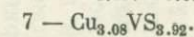
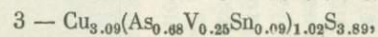
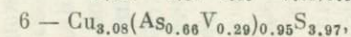
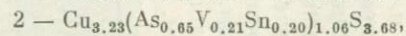
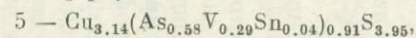
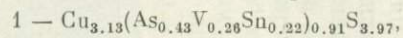
Рентгенометрическое исследование изученных сульфидов меди, выполненное в минераграфической лаборатории ИГЕМ АН СССР, под-

Таблица 2

Результаты микрорентгеноспектрального анализа колусита, арсеносульванита, сульванита

Элементы	1		2		3		4		5		6		7	
	вес. %	в пересчете на 100%	вес. %	в пересчете на 100%	вес. %	в пересчете на 100%	вес. %	в пересчете на 100%	вес. %	в пересчете на 100%	вес. %	в пересчете на 100%	вес. %	в пересчете на 100%
Cu	48.8	50.1	49.3	50.2	48.3	49.8	49.5	50.7	50.4	51.5	48.8	50.5	53.0	52.4
As	7.8	8.0	12.1	12.3	12.3	12.7	14.3	14.6	10.7	10.9	12.4	12.8		
V	3.3	3.4	2.7	2.7	3.2	3.3	2.7	2.7	3.6	3.7	3.7	3.9	13.9	13.7
Sn	6.5	6.6	5.9	6.0	2.7	2.8	2.0	2.0	1.3	1.3				
S	31.0	31.9	28.2	28.8	30.4	31.4	29.2	30.0	31.9	32.6	31.7	32.8	34.2	33.9
Сумма	97.4	100	98.2	100	96.9	100	97.7	100	97.9	100	96.6	100	101.1	100.0

Кристаллохимические формулы



Примечание. Ан. 1—5 — колусит: 1 — мономинеральное выделение в кварце, 2 — центральная часть зонального кристалла, 3 — включение в пирите, 4 — зона в арсеносульваните, 5 — зерна с оторочкой сульванита; ан. 6 — арсеносульванит; ан. 7 — сульванит.

Результаты расчета дебаграмм колусита, арсеносульванита, сульванита

Колусит					Арсеносульванит					Сульванит			
Бор			Бьютт (Levy, 1966)		Бор			Монголия (Михеев, 1941)		Бор		Меркур (Levy, 1966)	
<i>hkl</i>	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>hkl</i>	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$
200	3	5.47	2	5.30	200	3	5.32	—	—	1	(5.93)	10	5.40
210	1	4.80	2	4.75	210	1	4.80	—	—	10	5.42	10	3.12
211	1	4.26	3	4.30	211	1	4.36	—	—	9	3.12	10	3.12
222	10	3.05	10	3.06	310 β	5	(3.37)	4	(3.34)	3	2.82	3	2.82
			1	2.94	311	1	3.13						
					222	10	3.05	9	3.034	3	2.71	4	2.69
			2	2.84	320 β	1	(2.92)	—	—	5	2.41	8	2.41
					321	1	2.82	—	—	2	(2.10)		
400	3	2.64	6	2.65	400	4	2.65	3	2.627				
510, 431	2	2.07		—									
521	3	1.914	—	—	411	1	2.47	—	—	10	1.908	10	1.910
440	9	1.870	9	1.880	331	1	2.43	—	—	2	1.803	5	1.796
					420	1	2.36	—	—	1	1.737		
622	5	1.597	8	1.601	332	1	2.25	—	—	5	1.627	6	1.626
			2	1.533									
800	3	1.321	4	1.329	510 β , 431 β	4	(2.06)	5	(2.048)	1	1.551	1	1.552
662	4	1.214	5	1.220	521	1	1.906						
752	1	1.195	2	1.191	440	9	1.867	10	1.859				
940, 665	4	1.077	3	1.084	530, 433	1	1.810						
1030, 863	2	1.015	2	1.021	600 β , 442 β	3	(1.757)	3	(1.746)				
					541	1	1.627						
					622	8	1.591	9	1.584				
					444	1	1.521	1	1.518				
					720, 641	1	1.452	1/2	(1.448)				
					732 β , 651 β	1	(1.336)	1/2	(1.328)				
					800	4	1.320	5	1.314				
					662	5	1.210	7	1.207				
					752	1	1.194						
					840	1	1.183	2	1.180				
					664	1	1.125						
					922	1	1.114	1	(1.111)				
					931	1	1.103						
					844	6	1.077	9	1.074				
					1022	3	1.015	7	1.014				

Примечание. Условия съемки: УРС-55, камера РКД диаметром 57,3 мм, Fe K α излучение, резиновый шарик.

твердило диагностику колусита, арсеносульванита и сульванита (табл. 3).

Следует отметить большое сходство дебаеграмм колусита и арсеносульванита и отличие их от дебаеграммы сульванита. Несмотря на то что арсеносульванит из месторождения Бор обладает едва заметными двуотражением и анизотропией, его дебаеграмма хорошо индицируется в предположении кубической решетки с удвоенным параметром 10.52 Å (Бетехтин, 1950).

Сходство дебаеграмм колусита и арсеносульванита, близость физических свойств этих минералов, наличие разностей с переменным содержанием мышьяка и олова свидетельствуют о том, что колусит и арсеносульванит являются членами одного изоморфного ряда.

Различный характер кривых дисперсии отражательной способности арсеносульванита и сульванита, отличие их твердости, несопоставимость дебаеграмм, отсутствие фаз с переменным содержанием ванадия и мышьяка не позволяют, как это принято в минералогической литературе (Бетехтин, 1950; Минералы, 1960), считать арсеносульванит мышьяковой разновидностью сульванита и относить эти минералы к одной минеральной группе.

ЛИТЕРАТУРА

Агроскин Л. С., Папаян Г. В., Раутиан Л. П. Регистрирующий абсолютный микроспектрорефлектометр — «Блеск». — Геология рудных месторождений, 1972, т. 14, № 3.

Бетехтин А. Г. Минералогия. М., Госгеолтехиздат, 1950.

Минералы. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Михеев В. И. Структура арсеносульванита. — Зап. Всесоюз. минер. общ., 1941, ч. 70, вып. 2.

Duncumb P., Shields P. Effect of critical excitation potential on the absorption correction. — Electron Microprobe, N. Y., 1966.

Heinrich K. F. J. X-ray absorption uncertainty. — Electron Microprobe. N. Y., 1966.

Levy C. Contribution a la mineralogie des sulfures de cuivre du type Cu_3XS_4 . — Мém. Bur. Rech. Géol. minières, Paris, 1966.

Д. О. ОНТОВ, А. И. ЦЕПИН, Л. Н. ВЯЛЬСОВ

СУЛЬФОТЕЛЛУРИД ВИСМУТА ИЗ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЯ

В кварцево-вольфрамитовых жилах Букукинского месторождения отмечалось наличие минералов теллура (Дружинин, 1958; Онтоев, 1964) в ассоциации с висмутином, лиллианитом, козалитом, галенитом и другими сульфидами. Однако из-за крайне мелких размеров зерен точный состав теллуросодержащих минералов не был известен.

Изученный нами сульфотеллурид висмута встречается в висмутине в виде мелких изометричных и неправильных по форме включений размером от 0.001—0.002 до 0.02 мм в диаметре. Иногда он ассоциирует с сульфовисмутитом свинца (рис. 1, а) и реже с халькопиритом.

Висмутин в рудных жилах образует удлиненные таблитчатые призматические кристаллы и радиальнолучистые агрегаты, которые возникли после мусковита, молибденита и вольфрамита, но до отложения жильного кварца. В составе висмутина, по данным рентгеноспектрального анализа, отмечается наличие небольшого количества свинца (2.5—2.6%) и меди (0.7—0.8%).

Сульфотеллурид висмута в отраженном свете светло-кремовый, анизотропия слабая, двуотражение практически незаметно. По относитель-

ному рельефу минерал относится к I—II группе. Спектр отражения¹ сульфотеллурида висмута показан на рис. 2. Там же для сравнения нанесены спектры отражения жозеита А из Устарасая и тетрадимита из Мисханы. Значения коэффициента отражения R приведены в табл. 1. Спектр отражения сульфотеллурида висмута имеет очень пологий характер.

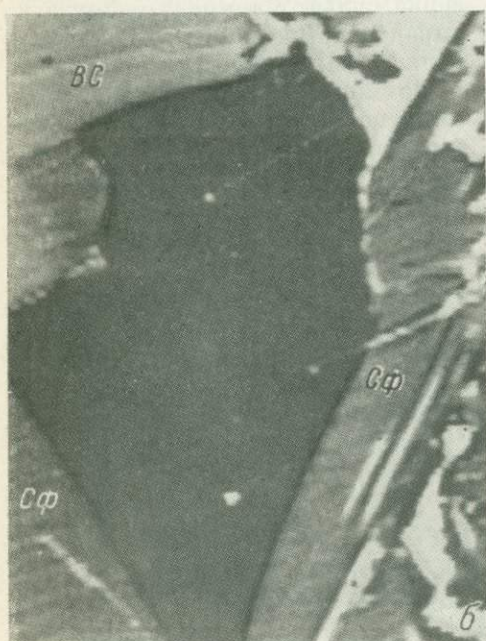
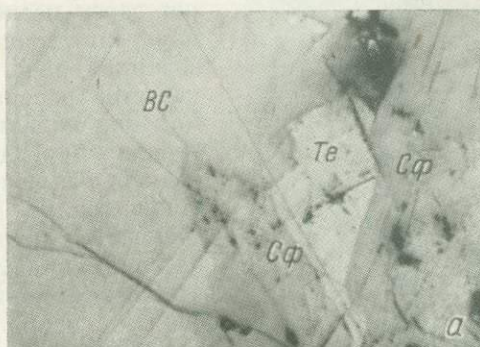


Рис. 1. Сульфотеллурид висмута.

a — обособление сульфотеллурида висмута (Te) неправильной формы в сростании с сульфовисмутом (?) свинца (Cф) среди висмута (bc), микрофото полир. шлифа 728/57, увел. 300; *б* — в поглощенных электронах (участок сканирования 70×100 мкм); *в-в* — в характеристических рентгеновских лучах (*в* — теллур, *г* — сера, *д* — свинец, *е* — висмут).

Крутизна спектра ($F=R_{480}-R_{630}$) составляет всего 0.2%. Очень слабые широкие максимумы отмечаются при 490, 590 и 670 нм. У тетрадимита и жозеита характер спектров совершенно иной, крутизна спектров соответственно 1.2 и 6.3%. По этому признаку минералы различаются практически однозначно.

¹ Получен на установке «ПИОР» с автоматической регистрацией. Условия измерений: диаметр освещаемого участка 30 мкм, фотометрируемого — 10 мкм, спектральная чистота излучения 30 Å, опорные эталоны — кремний и пирит, объектив 3в (лейтц), апертура 0.1.

Состав микровключений сульфотеллурида висмута изучен микро-рентгеноспектральным методом (MS-46 «Камека»). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток поглощенных электронов 20 нА.

Эталоны сравнения: PbS и FeS_2 (на Pb и S) и чистые металлы Te , Ag , Cu и Bi . Ввиду малых размеров зерен исследуемого минерала измерения проводились с использованием одного из элементов в качестве репера (чаще всего Te). Так как область рассеяния электронов в образце зачастую больше размеров выделений минерала, то концентрации Bi и S (основные элементы матрицы) получились несколько завышенными и соответственно концентрация Te несколько заниженной. Результаты площадного сканирования одного зерна сульфотеллурида висмута в характеристических рентгеновских лучах основных элементов этого минерала и минерала матрицы показывают, что изученный минерал богат теллуром и характеризуется низким содержанием серы и свинца, чем резко отличает-

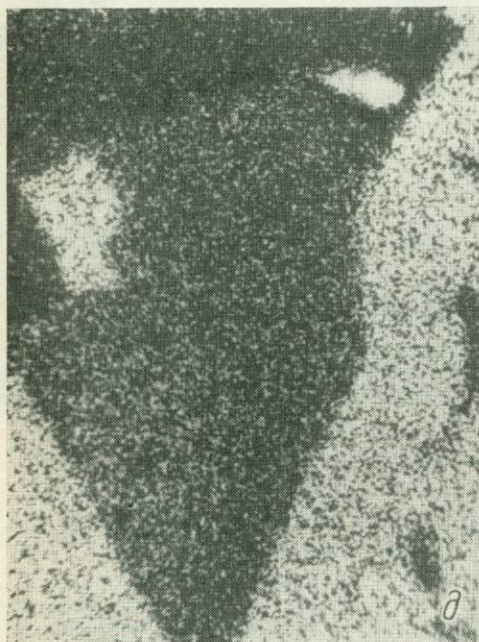
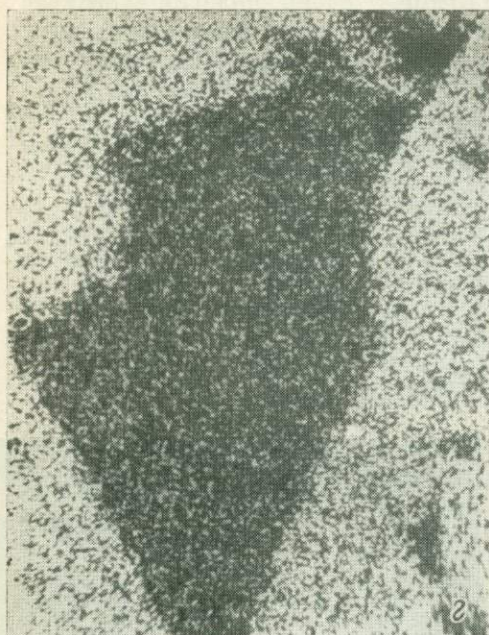


Рис. 1 (продолжение).

ся от висмутита и сульфовисмутита свинца. Равномерное распределение свинца в пределах изученных зерен при разрешающей способности микрозонда (1—2 мкм) позволяет предполагать, что свинец изоморфно замещает висмут в решетке минерала.

Значения коэффициента отражения R (в %) для сульфотеллурида висмута, тетрадимита и жозейта А в диапазоне длин волн 440—740 нм

Минерал	R	440	460	480	500	520	540	560	580	600	620	640	660	680	700	720	740
Сульфотеллурид висмута	R_{\max}	54.4	53.0	53.8	53.7	53.4	53.3	53.2	53.5	53.6	53.0	53.4	53.8	54.0	54.1	54.7	54.6
Тетрадимит	R'_g	55	55.4	56.6	56.9	58.7	59	58.7	58.7	58.4	58.3	58.1	58	57.8	57.7	57.7	57.7
Жозейт А	R'_g	49	51.1	53	54.3	54.9	55.9	56.8	57.3	57.6	57.8	58.3	59.2	59.3	59.3	59.4	59.6

Перерасчет результатов анализа на 8 структурных единиц (табл. 2) дает эмпирическую формулу минерала $(\text{Cu}_{0.02}\text{Pb}_{0.45}\text{Bi}_{3.66}\text{Te}_{1.80}\text{S}_{2.16})$, близкую к составу $\text{Bi}_4\text{Te}_2\text{S}_2$ с незначительными отклонениями от указанной стехиометрии. Изученный минерал может рассматриваться как свинецсодержащий сульфотеллурид висмута. Следует отметить, что состав изученного сульфотеллурида висмута близок к составу минералов группы грюнлингита (табл. 3), особенно к составу фазы М $(\text{Pb}, \text{Bi})_4\text{Te}_2\text{S}_2$, описанной на месторождении Сохондо (Годовиков и др.,

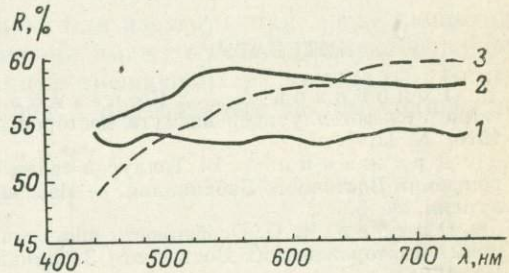


Рис. 2. Спектры отражения сульфотеллурида висмута (1) из Восточного Забайкалья, тетрадимита (2) из Мисханы и жозейта-А (3) из Устарасая.

1970). Крайне мелкие размеры микровключений изученного минерала не позволили получить его дебаеграмму. Приведенные минераграфические, оптические и рентгеноспектральные исследования показывают, что изученный нами свинецсодержащий сульфотеллурид висмута, по-видимому, относится к группе грюнлингита $\text{Bi}_4(\text{Te}, \text{S})_4$, аналогичен фазе М, по А. А. Годовикову и др. (1970), и требует дальнейшего более детального изучения.

Таблица 2

Результаты количественного рентгеноспектрального анализа сульфотеллурида Букукинского месторождения

Элемент, аналитическая линия	Весовые проценты		Пересчет на 100%	Коэффициенты в формуле
	средние	колебания		
$\text{Bi}_{L\alpha}$	64.0	61.2—65.9	66.10	3.66
$\text{Pb}_{L\alpha}$	7.88	6.85—9.36	8.22	0.45
$\text{Cu}_{K\alpha}$	0.15	0.06—0.26	0.15	0.02
$\text{Ag}_{L\alpha}$	Не обн.			
$\text{Te}_{L\alpha}$	19.26	17.43—20.9	19.86	1.80
$\text{Se}_{K\alpha}$	Не обн.			
$\text{S}_{K\alpha}$	5.50	4.9—5.93	5.67	2.16
Сумма	96.79		100.00	

Примечание. Средние значения концентрации элементов рассчитаны по данным 7 анализов различных зерен минерала. Все анализы рассчитаны на БЭСМ-6 по программе, в основу которой положен алгоритм по Г. Шпрингеру (Springer, 1967).

Результаты химического анализа минералов группы грюнлингита по литературным данным

Элементы	1			2			3		4	
	вес. %	пересчет на 100%	коэффициенты в формуле	вес. %	пересчет на 100%	коэффициенты в формуле	вес. %	коэффициенты в формуле	вес. %	коэффициенты в формуле
Bi	79.31	78.22	4.03	77.82	77.42	3.90	78.22	4.03	63.30	3.37
Pb	—	—	—	—	—	—	—	—	6.10	0.32
Sb	—	—	—	—	—	—	—	—	0.20	0.02
Te	12.81	12.60	1.06	13.09	13.0	1.06	12.45	1.05	25.0	2.17
Se	—	—	—	0.53	0.53	0.07	1.17	0.16	—	—
S	9.31	9.18	3.09	9.11	9.05	2.96	8.24	2.76	6.10	2.11
Сумма	101.43	100.0	—	100.55	100.0	—	100.08	—	100.70	—

Примечание. Ан. 1 — грюнлингит (Garrido, FeO, 1938); ан. 2 и 3 — грюнлингит (Grassely, 1948); ан. 4 — фаза М по Годовикову и др. (1970).

ЛИТЕРАТУРА

Годовиков А. А., Кочеткова К. В., Лаврентьев Ю. Г. Изучение сульфотеллуридов висмута месторождения Сохондо. — Геология и геофизика, 1970, № 11.

Дружинин А. В. Теллур и селен в рудах некоторых вольфрамовых месторождений Восточного Забайкалья. — Изв. высш. учеб. зав., 1958, сер. цветная металлургия, № 5.

Онтюев Д. О. Особенности висмутовой минерализации в некоторых вольфрамовых месторождениях Восточного Забайкалья. — В кн.: Минералы СССР, вып. 15. М., 1964.

Garrido M. M., Feo P. Sur les sulfotellurides de Bismuth. — Bull. Soc. franc. Mineral., 1938, v. 61, № 4—6.

Grassely I. Analysis of some bismuth minerals. — Acta Miner., Petrograf., 1948, Bd. 2.

Springer G. Die Berechnung von korrekturen fur quantitative Elektronenstrahl-Mikroanalyse. — Forsch. Mineral., 1967, Bd. 45, Hf 1.

Г. М. ЧЕБОТАРЕВ, Ю. А. ВОЛКОВ, И. Х. ХАМРАБАЕВ

О РЕНЬЕРИТЕ В БАРИТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУДАХ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

Руды западноузбекистанских месторождений, залегающие в карбонатных породах (Хамрабаев, 1958; Чеботарев, 1963), отличаются повышенным содержанием ряда элементов-примесей, среди которых наибольший интерес представляют серебро, таллий, галлий, и германий. Германий, как показали исследования 1956—1959 гг., концентрируется главным образом в сфалеритах (Чеботарев, 1963). Высокие концентрации и неравномерное распределение (от следов до 350 г/т) германия в сфалерите послужили обоснованием для предположения о наличии в нем собственно германиевых минералов. Обнаруженные в сфалерите микроскопические включения оранжевого минерала, по данным микронзондирования и других современных методов исследования, оказались реньеритом.

Реньерит установлен в рудах колчеданной залежи восточного участка протяженной рудоносной зоны. Руды здесь сложены пиритом, марказитом, галенитом, сфалеритом, вюртцитом, халькопиритом и баритом.

Иногда встречаются небольшие скопления борнита и блеклая руда в виде мелких включений и прожилков, а также некоторые другие минералы. Для всех рудных минералов характерны колломорфные структуры.

Реньерит присутствует в сростаниях со сфалеритом, халькопиритом, галенитом, тетраэдритом и пиритом. Размеры включений, от долей ми-

Дисперсия отражения R (в %) реньерита

λ (в нм)	1	2	Среднее	R эталона
437	19.8	19.0	19.4	43.5
468	20.4	19.9	20.0	40.15
489	21.9	21.3	21.6	38.5
535	25.7	24.9	25.3	37.2
559	29.1	28.9	29.0	36.4
615	31.4	31.8	31.6	34.8
663	32.9	33.1	33.0	34.3
696	33.1	33.1	33.1	33.7

крона до 35 мкм, форма их угловатая или изометричная, реже каплевидная. Относительно крупные включения имеют срезы с заливообразными границами и иногда содержат реликты вмещающих их минералов. Включения реньерита приурочены обычно к центральным частям концентрически-зональных почек колломорфного сфалерита. Реньерит встречается и вне почек, где совместно с блеклой рудой, халькопиритом и галенитом образует несколько более поздние по сравнению со сфалеритом аллотриоморфные агрегаты.

В отраженном свете реньерит, находящийся в сфалерите, воспринимается как коричневато-оранжевый. В отличие от борнита ренье-

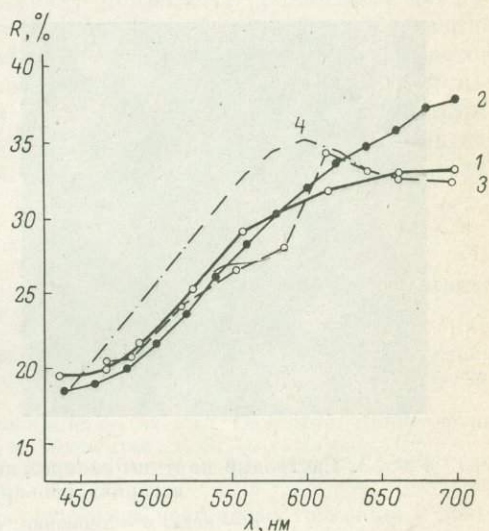


Рис. 1. Кривые дисперсии отражения реньерита.

1 — данные авторов; 2 — по данным Л. А. Логиновой (1960); 3 — реньерит из Казахстана (Яренская, 1971); 4 — реньерит из Цумеба (Логинова, 1960).

рит не покрывается побежалостью и даже в старых аншлифах выглядит как свежеступполированный. Полируется без царапин. Зерна однородны, спайности и двойников не обнаруживают. Минерал слабо анизотропен. В иммерсии анизотропия несколько усиливается, а величина отражения заметно падает. По отражательной способности реньерит занимает промежуточное положение между сфалеритом и халькопиритом.

Дисперсия отражения изученного минерала, измеренная с помощью улучшенной, по рекомендации П. С. Бернштейна, фотометрической насадки ФМЭ-1 (объектив 40*, $A=0.65$, угол поляризации света 45° , эталон кремний, относительная погрешность измерения прибора 2%), по нашим данным и результатам исследований других авторов, показана в таблице и на рис. 1.

По данным А. Н. Вяльсова (1973), реньерит относится к группе минералов, спектры главных показателей которых имеют точку пересече-

ния. Этого факта нам, к сожалению, установить не удалось из-за ограниченного числа достаточно крупных зерен минерала. Приведенные кривые вполне сопоставимы для коротковолновой части спектра, но различаются в интервале 580—700 нм. По абсолютным значениям R наш минерал близок к казахстанскому реньериту, но кривая дисперсии R его подобно кривой, по данным Л. А. Логиновой (1960), отличается отсутствием четко выраженного максимума в области 600—620 нм. Аналогичный максимум был зафиксирован на кривой R реньерита К. Леви, признанной Л. А. Ло-

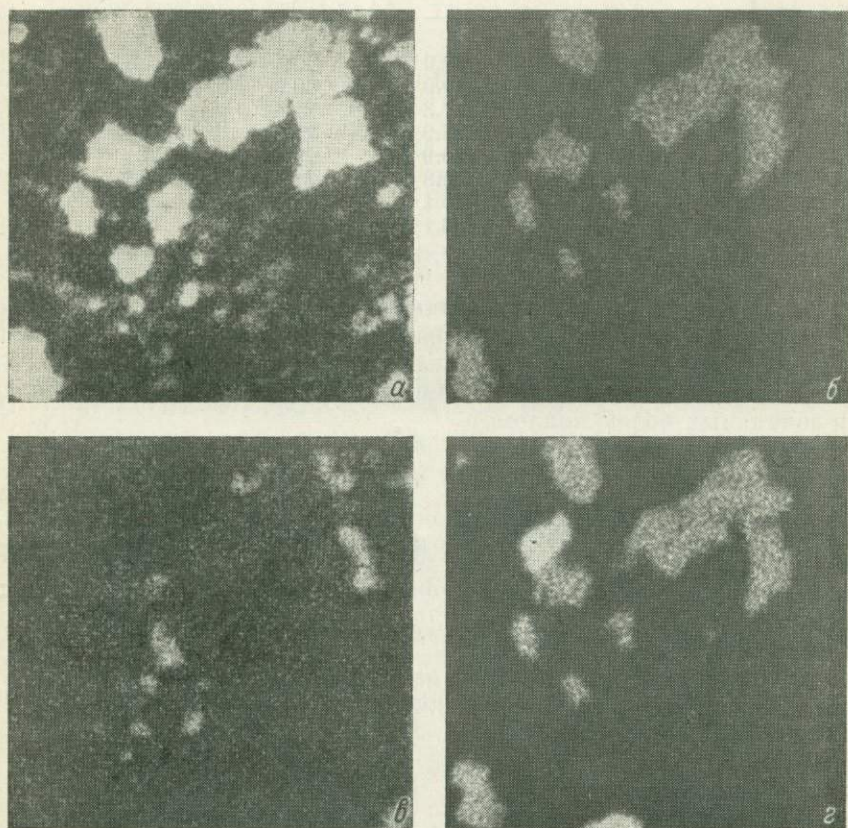


Рис. 2. Растровые картины распределения минералообразующих элементов в зернах реньерита. Увел. 450.

a — меди; b — германия; v — сурьмы; z — железа.

гиновой (1960) ошибочной. Следует отметить, что М. А. Яренская (1971) описала реньерит из Казахстана как оранжево-желтый. По-видимому, наличие максимума на кривых дисперсии R некоторых реньеритов (если это не результат ошибки эксперимента) — это следствие различий цвета вероятных разновидностей минерала, требующих более углубленного сравнительного изучения.

Твердость изученного реньерита (ПМТ-3, нагрузка 50 Г) 330 кг/мм^2 (по одному замеру на достаточно крупном сечении зерна), что весьма близко к значению твердости реньерита по данным С. И. Лебедевой (1961). Форма отпечатков алмазной пирамидки свидетельствует об отсутствии заметной анизотропии твердости минерала.

Стандартные реактивы, а также смесь разбавленной HNO_3 с KClO_3 и концентрированной HCl (Рамдор, 1962) на исследованный минерал не действуют.

Химический состав реньерита изучен на микрозонде MS-46 фирмы «Камека» в лаборатории физических методов исследования ИГиГ АН УзССР Ю. А. Волковым при участии Г. М. Сташкова. Результаты площадного сканирования (рис. 2) показывают равномерное распределение железа, германия, меди в плоскости среза исследованных зерен реньерита. Условия количественного анализа минерала: ускоряющее напряжение 20 кВ, аналитические линии $Cu_{K\alpha_1}$, $Ge_{K\alpha_1}$, $Zn_{K\alpha_1}$, $Fe_{K\alpha_1}$, $S_{K\alpha}$ и $As_{K\alpha_1}$ (Pb в минерале отсутствует), эталоны — чистые Cu, Ge, Zn, а также GaAs и пирит. Замеры были выполнены в трех наиболее крупных зернах минерала в 10 точках каждого зерна.

Усредненные результаты количественного анализа (в вес. %): Cu — 43.1, Ge — 5.5, Zn — 2.9, As — 0.8, Fe — 14.1, S — 33.2, сумма — 99.6. Вычисленная формула минерала $(Cu_{2.62}Fe_{0.26}Zn_{0.17}As_{0.04})_{3.09}(Fe_{0.71}Ge_{0.29})_{1.00}S_4$ весьма близка к теоретической формуле реньерита $(Cu, Fe)_3(Fe, Ge)S_4$ (Минералы, 1960). По химическому составу наш минерал отличается от реньерита других находок низким содержанием германия. Тем не менее по химическому составу и физическим свойствам изученный нами минерал однозначно определяется как реньерит. Это первая находка германиевого минерала в Средней Азии.

Парагенезис, текстурно-структурные особенности руд, в которых встречен изученный минерал, свидетельствуют о сравнительно малых глубинах, низких давлениях и низких температурах (не превышающих 200—250° С) его образования. Реньерит, вероятно, не единственный минерал германия в рассматриваемых рудах. Отмеченный парагенезис, в котором встречен изученный минерал, пользуется развитием всюду, где установлен наряду с реньеритом и германит. Правда, возникновение германита, более раннего по времени выделения, обычно связывается с несколько иными условиями образования (Иванов, 1966). Отличительной чертой рассмотренного парагенезиса является существенно сурьмяный состав блеклых руд, тогда как для руд других месторождений в ассоциации с германиевыми минералами отмечался только теннантит.

ЛИТЕРАТУРА

- Волынский И. С., Логинова Л. А. Сравнительная количественная характеристика оптических постоянных некоторых «розовых» сульфидов. — Тр. ИМГРЭ АН СССР, 1961, вып. 6.
- Вяльсов Л. Н. Опыт систематики рудных минералов на основе измерения коэффициентов отражения в видимой области спектра. — Геология рудных месторождений, 1973, т. 15, № 1.
- Иванов В. В. Месторождения германия. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 3. М., «Наука», 1966.
- Лебедева С. И. О микротвердости минералов. — Тр. ИМГРЭ АН СССР, 1961, вып. 6.
- Логинова Л. А. Опыт измерения оптических постоянных германита и риньерита. — Тр. ИМГРЭ АН СССР, 1960, вып. 4.
- Минералы Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М., ИЛ, 1962.
- Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
- Чеботарев Г. М. Минеральные ассоциации и типы руд полиметаллических месторождений Западного Узбекистана. — В кн.: Вопросы геологии Средней Азии и Казахстана. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1963.
- Яренская М. А. Барит-теннантит-халькопиритовая ассоциация в колчеданных рудах Казахстана. — В кн.: Минералогия и геохимия Центрального Казахстана и Алтая. Алма-Ата, Изд-во КазССР, 1971.

О ПСЕВДОМОРФОЗАХ ШВАЦИТА ПО АНТИМОНИТУ, ХАЛЬКОСТИБИТУ И ЦИНКЕНИТУ

Среди гидротермальных минералов многих собственно ртутных месторождений и практически всех комплексных месторождений со ртутью известны сурьмянистые (швациты), смешанные мышьяковисто-сурьмянистые и мышьяковистые (Hg-теннантиты) ртутьсодержащие блеклые руды. Наиболее распространены первые, в меньшей степени — вторые, последние присутствуют редко. Количества изоморфной примеси ртути в них колеблются в широких пределах: от единиц до 24 вес. % (швацит месторождения Манто де Вальдивия, Чили; McAllister et al., 1950). В па-

рагенезисах минералов, включающих киноварь, блеклые руды кристаллизуются чаще всего после сульфидов железа (пирита), сульфоантимонидов свинца и меди, но всегда раньше киновари. Морфология встречавшихся до сих пор образований ртутьсодержащих блеклых руд про-

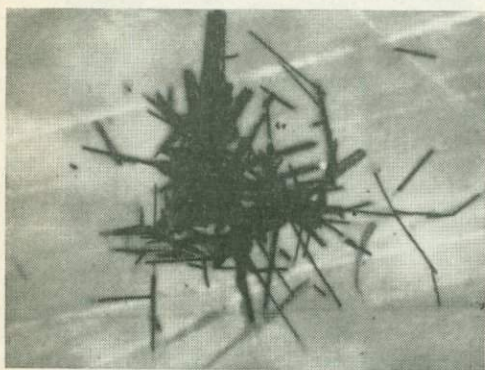


Рис. 1. Агрегат игольчатых псевдоморфоз швацита в киновари. Увел. 600. Рудопроявление Курумду-Айры.

ста. В основном это зернистые скопления или отдельные зерна, ксеноморфные по отношению к нерудным гидротермальным и породообразующим минералам. Реже и в меньших количествах наблюдались кристаллы и метакристаллы тетраэдрического облика, иногда осложненные небольшим количеством дополнительных мелких граней. Эти образования являются результатом отложения из гидротермальных растворов вещества определенного состава и формы с момента зарождения его индивидов.

Совершенно иной генезис имеют некоторые проявления ртутьсодержащих блеклых руд, встреченные в нескольких пунктах распространения ртутной минерализации на Горном Алтае и в Средней Азии. В киновари Курайского, Таджилинского месторождений, рудопроявлений Курумду-Айры, Восточный Кубадру (Горный Алтай) и месторождения Карасу (Средняя Азия) почти постоянно содержатся мелкие включения разобщенных и сросшихся длиннопризматических или игольчатых кристаллов рудных минералов, находящихся как бы во «взвешенном» состоянии внутри зерен сульфида ртути (рис. 1). Комплексным исследованием было установлено, что в разных случаях кристаллы представлены антимонитом, халькостибитом, цинкенимом и, что казалось совершенно невероятным, сурьмянистой ртутьсодержащей блеклой рудой (швацитом). Как выяснилось дальше, необычная форма кристаллов швацита обусловлена образованием псевдоморфоз этого минерала по антимониту, халькостибиту и цинкениму непосредственно перед кристаллизацией киновари или же одновременно с ней. Такое заключение сделано на основании присутствия в некоторых псевдоморфозах швацита реликтов антимонита, цинкенима и появления в зависимости от состава первичного минерала типичных промежуточных и конечных соединений, возникающих в ходе реакции гипогенного замещения одного рудного минерала другим. Рассмотрим особенности этого процесса.

Замещение антимонита шло последовательно с периферии кристаллов, причем оно могло осуществляться с различной полнотой, зависящей, вероятно, в большей степени от скорости процесса. В первые моменты на месте антимонита образовывался халькостибит, который в свою очередь сразу же или постепенно замещался швацитом. По мере продвиже-

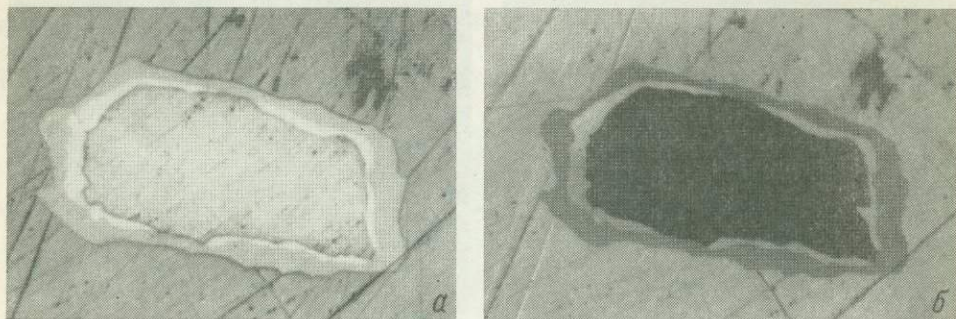


Рис. 2. Косой срез кристалла антимонита, последовательно замещенного халькостибитом (средняя белая кайма) и швацитом (внешняя серая кайма) в киновари. Полированный шлиф. Увел. 200. Месторождение Карасу.

а — без анализатора; б — николи слегка скрещены.

ния фронта замещения к осевой части исходного кристалла антимонит исчезал, уступая свое место халькостибиту. Очевидно, в случае большой скорости метасоматоза итогом явились полные псевдоморфозы швацита, иногда с реликтами антимонита, а при замедленном темпе и задержке на каком-либо из этапов — псевдоморфозы сложного состава с промежуточным халькостибитом и «реликтовым» антимонитом. Последовательность развития сложных псевдоморфоз наглядно демонстрируется их поперечными срезами, имеющими близкую к округлой форму

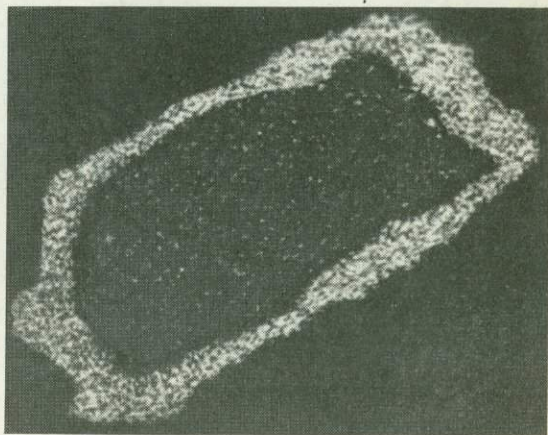


Рис. 3. Косой срез кристалла антимонита, последовательно замещенного халькостибитом и швацитом в киновари, в характеристических рентгеновских лучах $Cu_{K\alpha}$.

и зональное строение: в центре антимонит, промежуточная средняя зона (кайма) — халькостибит и внешняя зона (кайма) — швацит (рис. 2).

Указанная направленность замещения подтверждается также электронным микрозондированием, которым установлено появление в наружной части каймы каждого минерала чуждого для него элемента. Так, в антимоните на границе с халькостибитом обнаружена медь, а в полоске каймы халькостибита, граничащей со швацитом, зафиксирована ртуть. Фотографии рассмотренных сложных псевдоморфоз в характеристических рентгеновских лучах Cu , Sb и Hg показывают (рис. 3, 4) распределение основных элементов по минералам и форму новообразований.

Совершенно ясно, что замещение антимонита характеризовалось выносом сурьмы и одновременным привносом меди и ртути при образовании

каждого последующего минерала (антимонит содержит 71% Sb, халькостибит — 48% Sb и 25% Cu, блеклая руда — 18% Sb и 36% Cu). Высвободившаяся сурьма, вероятно, переходила в раствор и либо полностью, либо частично связывалась в шваците, либо могла войти в состав новой гене-

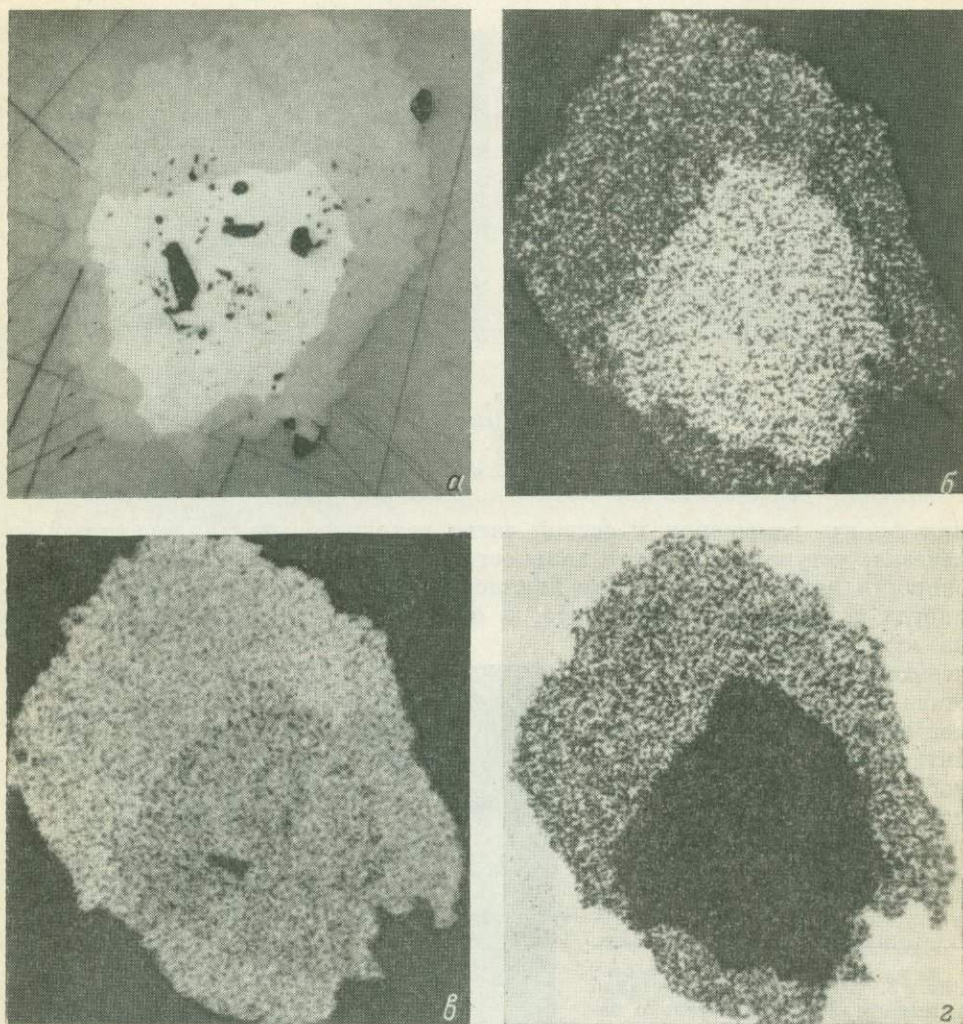


Рис. 4. Поперечный срез кристалла антимонита в киновари, замещенного халькостибитом (белое) и швацитом (серое). Увел. 300.

a — микрофото, полированный шлиф, без анализатора; *b*, *c*, *d* — в характеристических рентгеновских лучах соответственно: SbL_{α_1} , CuK_{α_1} , HgL_{α_1} . Рудопроизведение Курумду-Айры.

рации какого-нибудь более позднего сурьмосодержащего минерала. Неопределенность этого вывода очевидно оправдана, поскольку формирование псевдоморфоз могло идти также с приращением их объема, особенно конечного соединения (что установить практически невозможно), а иных сурьмяных минералов в данном парагенезисе неизвестно.

Наблюдавшиеся в киновари включения кристаллов халькостибита, как правило, окружены узкой каймой швацита. Является ли халькостибит в этом случае первичным минералом или же он представляет лишь первую полную стадию замещения антимонита блеклой рудой на промежуточном этапе процесса, сказать трудно. Имея в виду последнее пред-

положение, следует его тогда относить к реакционным новообразованиям, но, возможно, эти кристаллы действительно первичны, так как формой они больше напоминают кристаллы халькостибита, чем антимонита. Как и в рассмотренном выше примере с антимонитом, в халькостибите отмечено присутствие ртути.

Замещение цинкениита швацитом начиналось также с внешней стороны включений, но в отличие от антимонита в псевдоморфозах нет кайм промежуточного минерала и очень редко наблюдаются реликты самого цинкениита. Однако на наружных частях псевдоморфоз возникают реакцион-

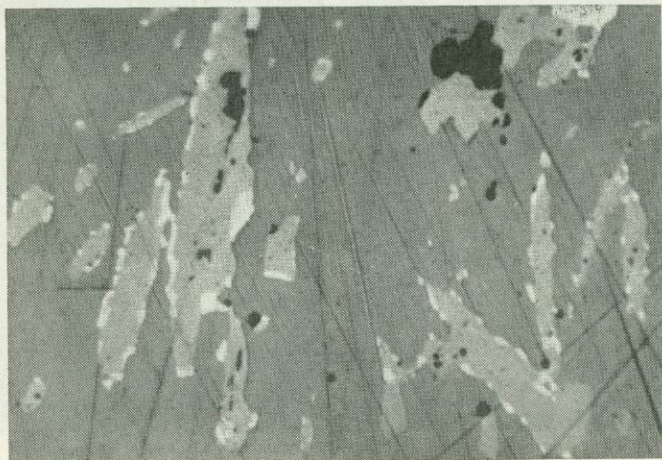


Рис. 5. Псевдоморфозы швацита (светло-серое) по кристаллам цинкениита (косые срезы) в киновари (общее поле). Белые зерна по периферии псевдоморфоз — галенит. Полированный шлиф. Без анализатора. Увел. 300. Рудопроявление Курумду-Айры.

ные новообразования галенита округлой или эллипсовидной формы, иногда сливающиеся между собой (рис. 5). Отсутствие внутренних зон минерала промежуточного состава между исходным и конечным продуктами реакций говорит в пользу скоротечности процесса замещения.

Принимая во внимание состав цинкениита (PbSb_2S_4 или $\text{Pb}_6\text{Sb}_{14}\text{S}_{27}$), можно утверждать, что при его замещении ртутьсодержащей блеклой рудой полностью выносятся свинец и, частично, сурьма, а привносятся медь и ртуть. Очевидно, весь свинец, связываясь с сульфидной серой раствора, переходит в галенит тут же на поверхности псевдоморфоз швацита. Снимки включений в характеристических рентгеновских лучах Cu , Sb , Hg и Pb иллюстрируют распределение элементов и подчеркивают локализацию минералов (рис. 6).

В составе и свойствах псевдоморфоз блеклых руд, независимо от того, по какому из первичных минералов они развились, не установлено существенных отклонений. Для них характерны довольно большое выдержанное количество изоморфной примеси ртути в пределах 17—18 вес.%, весьма малое содержание мышьяка от 0.0 до 1.2 вес.% и почти одинаковое количество меди (35—36%), сурьмы (24—24.5%) и серы (20—23%). Благодаря постоянству состава оказывается практически одинаковой и твердость различных псевдоморфоз минерала (311—360 кг/мм²). Любопытен тот факт, что в отличие от проявлений ртутьсодержащих блеклых руд, образованных в результате прямой кристаллизации из раствора, псевдоморфозы не проводят электричества. Причины этой аномалии свойств пока не выяснены. Рентгенограммы разных новообразований шва-

цита почти идентичны друг другу, а размер параметра решетки достигает 10.49 Å.

В отраженном свете псевдоморфозы швацита обладают заметным кремовым оттенком, изотропны, без внутренних рефлексов. От действия HNO_3 поверхность минерала покрывается пленкой желто-коричневого цвета, переходящего в голубой, и полностью исчезающей после энергичного протирания.

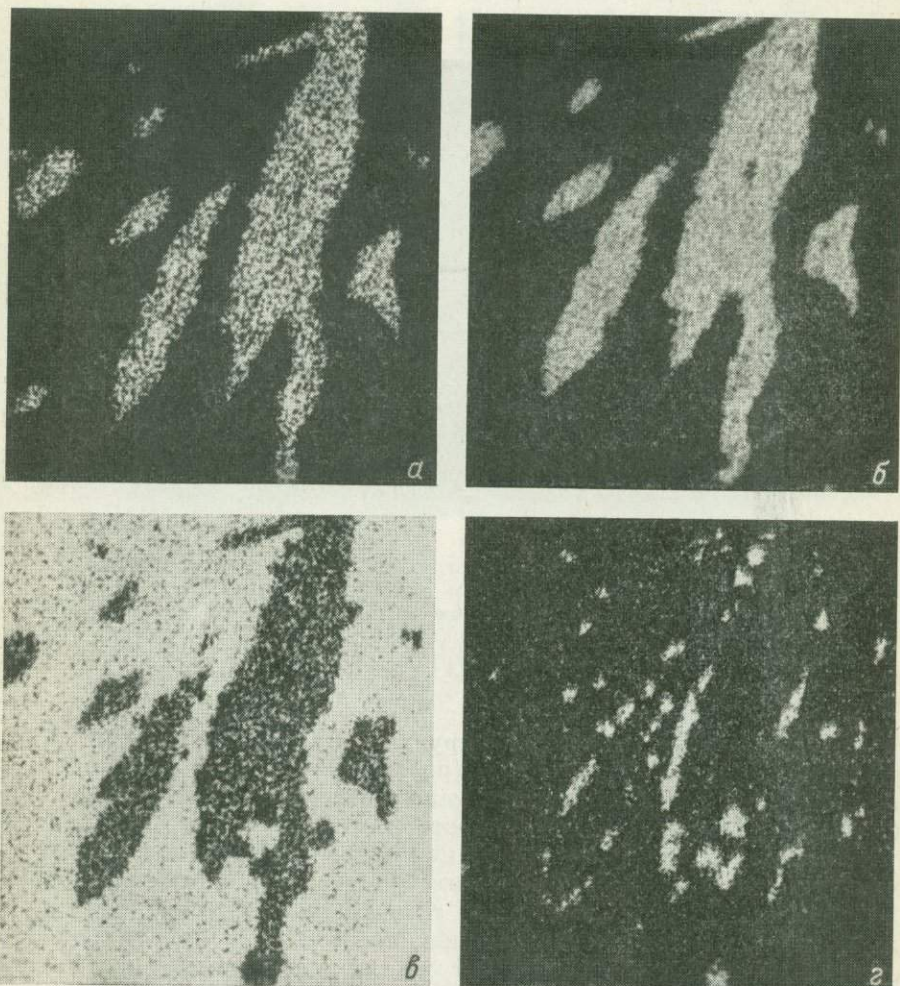


Рис. 6. Фрагмент рис. 5 в характеристических рентгеновских лучах.
 $a - \text{Sb}_{L\alpha_1}$, $б - \text{Cu}_{K\alpha_1}$, $в - \text{Hg}_{L\alpha_1}$, $г - \text{Pb}_{K\alpha_1}$.

Взаимоотношения и морфологические особенности всех упомянутых минералов позволяют отнести их к одной парагенетической ассоциации, в которой сохраняется тот же порядок отложения соединений, что и в общем случае, рассмотренном в начале статьи. Очевидно, что первыми кристаллизовались антимонит и цинкениит. Затем в результате взаимодействия с ними гидротермального раствора с несколько изменившейся концентрацией ионов возникли последовательно халькостибит, швацит и галенит. Завершающим кристаллизацию рудным минералом в этой ассоциации была киноварь, «законсервировавшая» ранние сульфиды. Косвенным указанием образования всего сообщества минералов из одной и той же

порции раствора служит присутствие в кристаллах цинкениита, не подвергшихся замещению блеклой рудой, ртути в количестве 2.7 вес.%. Однако не исключено, что наличие в нем ртути обусловлено также явлением ионной диффузии на начальной стадии замещения цинкениита блеклой рудой.

Насколько нам известно, в литературе не описаны подобные оригинальные псевдоморфозы блеклых руд, в формировании которых заметную роль, вероятно, играло диффузионное замещение. Принадлежность вещества таких псевдоморфоз к определенному минеральному виду может быть установлена только путем детальных исследований. В противном случае необычная форма образований блеклых руд может привести к ошибочной диагностике минерала.

ЛИТЕРАТУРА

McAllister J. F., Flores H., Ruiz C. Quicksilver deposits of Chile. — U. S. Geol. Surv. Bull., 1950, 964—E.

Э. М. СПИРИДОНОВ, Н. Ф. СОКОЛОВА, Н. Г. ШУМКОВА

СИЛЬВАНИТ ИЗ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖАНА-ТЮБЕ (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)

Редкий теллурид золота и серебра $AuAgTe_4$ в рудах месторождения Жана-Тюбе установлен А. Б. Вейц с соавторами (1971). Нами здесь обнаружены крупные скопления этого минерала, что позволило провести детальное его исследование.

Месторождение Жана-Тюбе мезоабиссальной фации глубинности представлено серией жил умеренносурьфидной золото-кварцевой формации, парагенетически связанной с гранитоидами сининверсионного тоналит-гранодиоритового позднеордовикского комплекса. Жилы сложены кварцем и кальцитом с небольшим количеством хлорита и мусковита. Среди рудных минералов резко преобладает пирит, в меньших количествах присутствуют (в порядке распространенности) халькопирит, пирротин, сфалерит, алтаит, сильванит, фробергит, петцит, гессит, теллуровисмутит, креннерит, самородное золото, мелонит, арсенопирит, тетраэдрит, шеелит, колорадоит и некоторые другие (диагностика всех минералов подтверждена рентгенометрически и с помощью электронного микроскопа).

Сильванит обычно развит в участках рудных жил существенно кварцевого состава с переменным количеством пирита, где содержания халькопирита, пирротина, кальцита и хлорита минимальны. Характерен тесный парагенезис изученного минерала с алтаитом и отсутствие в ассоциации с ним самородного золота. В этих жилах практически вся масса золота содержится в сильваните. На долю сильванита приходится около половины всей массы теллуридов. Практически все их крупные скопления представлены либо только сильванитом, либо этим минералом в сростании с алтаитом, гесситом, теллуровисмутитом, петцитом, халькопиритом, арсенопиритом, тетраэдритом и колорадоитом. Теллуриды являются наиболее поздними образованиями рудных жил, выполняют промежутки между зернами кварца, кальцита, пирита, халькопирита и пирротина, обрастают их, отчасти корродируя, слагают прожилки и гнезда.

Физические свойства. Сильванит слагает ксеноморфные зерна размером от субмикроскопических до 25 мм удлиненной, изометрической или пластинчатой формы, сростки зерен, изредка мелкие кристаллы (в кальците) серебристо-белого цвета с металлическим блеском. В крупных скоплениях отчетливо проявлена совершенная спайность по (010) и полисинтетические двойники (тонкая и грубая штриховка на спайных обломках сильванита). Удельный вес $D_{40^{\circ}\text{C}}$ сильванита, определенный пикнометрически из навески 400 мг, равен $8.177 \pm 0.003 \text{ г/см}^3$.



Измерения твердости проведены на приборе ПМТ-3 при нагрузке 10 Г на однородных и сдвойникованных зернах сильванита размером 0.5—3 мм, лишенных посторонних включений. Исследованные образцы отобраны из совершенно неизмененных руд с глубины 100 м.

Рис. 1. Сросток полисинтетически сдвойникованных зерен сильванита. Николи скрещены, увел. 150.

Рис. 1. Сросток полисинтетически сдвойникованных зерен сильванита. Николи скрещены, увел. 150.

Для изученного минерала характерна значительная анизотропия твердости. На плоскости (010) твердость максимальная: от $288 \pm 14 \text{ кГ/мм}^2$ (среднее из 6 измерений) в направлении оси c до $246 \pm 10 \text{ кГ/мм}^2$ (среднее из 6) в направлении оси a . На плоскости (101) значения твердости промежуточные — от $195 \pm 17 \text{ кГ/мм}^2$ (среднее из 12) в направлении оси b до $154 \pm 14 \text{ кГ/мм}^2$ (среднее из 7) в направлении оси a . На плоскости (100) значения твердости минимальные — от $112 \pm 11 \text{ кГ/мм}^2$ (среднее из 5 измерений) в направлении оси b до $90 \pm 6 \text{ кГ/мм}^2$ (среднее из 6 измерений) в направлении оси c . Полученные нами данные по анизотропии твердости сильванита достаточно хорошо согласуются со структурой минерала по Г. Тэннелу (Tunell, 1941). Коэффициент анизотропии твердости сильванита равен 3.2, на отдельных плоскостях 1.17—1.27. Наши данные выше значений, определенных С. И. Лебедевой (1963): $H_{\min} = 60-98 \text{ кГ/мм}^2$, $H_{\max} = 91-149 \text{ кГ/мм}^2$, $K_H = 1.26-1.27$. Вероятно, С. И. Лебедевой не исследовалась твердость сильванита на плоскости (010).

В отраженном свете сильванит кремово-белый, резко анизотропный, с отчетливым двуотражением, для него чрезвычайно характерны полисинтетические двойники типа альбитовых и периклиновых двойников плагиоклаза (рис. 1.)

Двуотражение сильванита Жана-Тюбе заметно уменьшается с ростом длины волны (табл. 1). Абсолютные величины R сильванита (табл. 1) близки к данным П. Фастрэ (Fastre, 1933), И. Орселя (Orcel, Fastre, 1935) и С. Бови (Bowie, 1957).

Рентгенометрические исследования. Рентгенограммы сильванита аналогичны эталонной (Baggy, Thompson, 1962). На дифрактограммах установлены несколько новых отражений малой интенсивности. Индицирование рентгенограммы проведено с использованием параметров элементарной ячейки сильванита по Г. Тэннелу (Tunell, 1941). Параметры элементарной ячейки сильванита (обр. Ж-74-68) рассчитаны методом наименьших квадратов по величинам межплоскостных расстояний 24 отражений, отмеченных звездочкой в табл. 2, при условии $|1/d_{\text{изм}}^2 - 1/d_{\text{расч}}^2| \leq 0.002$: $a_0 = 8.881 \pm 0.002 \text{ \AA}$, $b_0 = 4.492 \pm 0.001 \text{ \AA}$,

$c_0 = 14.497 \pm 0.004 \text{ \AA}$, $\beta = 145^\circ 05'$, $V = 330.95 \text{ \AA}^3$, рентгеновская плотность $\rho = 8.174 \text{ г/см}^3$. Следует отметить, что интенсивность отражений на дифрактограммах сильванита зависит от способа приготовления препарата для съемки. При сильном сдавливании или затирании поверхности по-

Таблица 1

Отражательная способность R (в %) сильванита в диапазоне длин волн 440—660 нм

R	440	460	480	500	520	540	560	580	600	620	640	660
R'_g	54.2	56.5	58.2	59.2	59.4	59.6	59.8	60.0	60.1	60.2	60.3	60.6
R'_p	40.8	43.0	45.0	46.8	47.7	48.4	48.7	49.2	49.4	49.8	50.3	51.1

Примечание. Измерения выполнены на приборе ПООС-1 (эталон кремний, объектив 21*, апертура 0.40) Т. Н. Чвилевой.

Таблица 2

Результаты расчета дифрактограммы сильванита

I	$d_{изм}$	hkl	$d_{расч}$	I	$d_{изм}$	hkl	$d_{расч}$
7*	5.10	100	5.08	1	1.546	212	1.546
6*	4.48	010	4.49	13*	1.524	024	1.524
15*	3.95 ₅	111	3.956	6	1.496	030	1.497
17*	3.82 ₇	112	3.818	4	1.472	131	1.474
4*	3.14 ₄	213	3.135	3	1.466	031	1.473 ₅
100*	3.04 ₅	012	3.047	5*	1.417 ₅	132	1.466 ₅
31*	2.97 ₇	304	3.960	10*	1.409	233	1.417
1	2.666	211	2.662			428	1.410
5	2.480	314	2.472			232	1.409 ₅
4	2.467	114	2.461	3*	1.366	231	1.364
8	2.395	102	2.393	7	1.348	320	1.352
5	2.379	315	2.372	2	1.340	525	1.340
33*	2.245	020	2.246	4*	1.322	016	1.321 ₅
4	2.169	121	2.169	3	1.319 ₅	335	1.319 ₅
		021	2.168			333, 235	1.318 ₅
52*	2.150	122	2.146	3	1.275	336	1.273
17*	2.117	312	2.119	2*	1.271	400	1.270 ₅
15*	2.087	404	2.087	2	1.269 ₅	524, 132	1.269 ₅
7	2.077	004	2.074	2	1.262	7.0.10	1.263
3	2.052	120	2.054	2*	1.239	435	1.239 ₅
2	2.036	407	2.032				
16	1.983	415	1.983			135	1.237
7	1.980	222	1.978	2	1.237	628	1.236
11	1.854	221	1.857			436	1.235 ₅
8	1.834	211	1.835 ₅				
18*	1.792	324	1.790	3	1.223	629	1.223 ₅
7*	1.755	506	1.757	3	1.218 ₅	410	1.222 ₅
6	1.743 ₅	106	1.745	2*	1.193 ₅	707	1.193
13*	1.721	113	1.725	1	1.138	7.1.12	1.138 ₅
2	1.686	220	1.683			330	1.122
2	1.653	402	1.652	1	1.122	125, 106	1.121 ₅
3	1.650	517	1.648	3*	1.087 ₁	143	1.0874
2	1.647	202	1.647	2	1.084 ₂	242	1.0845
4	1.575	425	1.575	2*	1.050 ₁	042	1.0840
						344, 205	1.0500

Примечание. Условия съемки: дифрактометр УРС-50 ИМ, сцинтиляционный счетчик, $\text{CuK}\alpha$ -излучение, Ni-фильтр, 1°Cu соответствует 4 см на диаграмме, внутренний стандарт — особо чистый NaCl с $a_0 = 5.641 \text{ \AA}$.

рошка интенсивности отражений типа (0k0) увеличиваются (до 10 раз), т. е. препарат текстурируется. Этот факт еще раз подтверждает наличие у сильванита совершенной спайности по (010).

Химический состав. Выполнены химический анализ сильванита (обр. Ж-74-68 из жилы Широкой, гор. 100 м, навеска 400 мг), а также рентгеноспектральный на электронном микрозонде (табл. 3). Эталоны — чистые металлы Au, Ag и Te (99.99%). Установлено, что состав сильванита в различных скоплениях зерен колеблется незначительно. В пределах зерна состав сильванита практически постоянен и не меняется на границах с алтаитом, гесситом и теллуrowисмутитом.

Таблица 3

Химический состав сильванита (в вес.%)

Компоненты	Обр. Ж-74-68		Обр. Ж-74а-68	Обр. Ж-74л-68
	общая проба	за вычетом алтаита и колорадоита		
Au	23.98	24.26	25.88	25.27
Ag	13.05	13.20	12.86	12.74
Cu	0.23	0.23	0.27	0.31
Te	61.90	62.31	61.58	62.32
Se	Не обн.	—	Не обн.	Не обн.
Pb	0.43	—	» »	» »
Hg	0.09	—	» »	» »
Fe	Сл.	—	» »	» »
S	»	—	» »	» »
As	Не обн.	—	» »	» »
Sb	Сл.	—	Сл.	Сл.
Bi	»	—	»	»
Сумма	99.68	100.00	100.59	100.64

Примечание. Обр. Ж-74-68 проанализирован Г. Н. Шумковой химически, обр. Ж-74а-68 и Ж-74л-68 на микрозонде — Э. М. Спиридоновым.

В брикете из пробы для химического анализа в зернах сильванита микроскопически установлено около 1% мелких включений алтаита, следы гессита и теллуrowисмутита. Кроме того, на микрозонде обнаружены мельчайшие включения колорадоита. Наличие алтаита в анализируемой пробе подтверждено и рентгенометрически.

Пересчет химического анализа сильванита (обр. Ж-74-68) с учетом объема элементарной ячейки и удельного веса ($V \cdot D \cdot 0.06023 / Z = 8.15$) дает формулу $Au_{1.002}Ag_{0.998}Cu_{0.029}Te_{3.980}$; на два атома металлов — $Au_{0.988}Ag_{0.983}Cu_{0.029}Te_{3.933}$; на четыре атома теллура — $Au_{1.009}Ag_{1.003}Cu_{0.029}Te_4$. Все формулы достаточно близки к теоретической. Пересчет анализов, выполненных на микрозонде, на два атома металлов дает формулы: Обр. Ж-74а-68 — $Au_{1.04}Ag_{0.93}Cu_{0.03}Te_{3.81}$; Обр. Ж-74л-68 — $Au_{1.02}Ag_{0.94}Cu_{0.04}Te_{3.89}$.

Полученные результаты позволяют предположить существование ограниченных твердых растворов в ряду сильванит $AuAgTe_4$ — костовит $AuCuTe_4$.

Л. Кабри (Cabri, 1965; Cabri, Rucklidge, 1968) вывел для синтетических сильванитов и подтвердил на природных сильванитах зависимость между содержанием серебра в минерале и величиной межплоскостного расстояния отражения с $d \approx 0.800 \text{ \AA}$. Диаграмма Л. Кабри охватывает интервал составов примерно от 7 до 12 вес.% Ag ($d = 0.800 - 0.806_5 \text{ \AA}$). Для сильванитов месторождения Жана-Тюбе величина этого отражения $d = 0.806_5 - 0.807_2 \text{ \AA}$, что соответствует $\approx 12.8 - 13.3$ вес.% Ag и достаточно

хорошо согласуется с результатами определения их химического состава (табл. 3).

Изменения в зоне выветривания. Здесь сильванит вначале темнеет, затем приобретает черную окраску и на нем появляются пленки самородного золота. Особенно наглядно процесс распада сильванита виден под микроскопом (рис. 2). Сначала сильванит распадается на золото и петцит, затем петцит — на золото и гесситоподобную фазу состава 60—65% Ag и 35—40% Te (определено на микрозонде). Далее разлагается и этот теллурид, а на месте сильванита остаются губчатые и

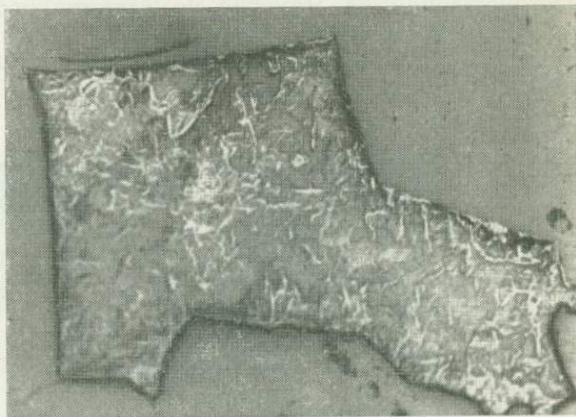


Рис. 2. Псевдоморфоза золота и гесситоподобного минерала (серое) по сильваниту. Зона окисления. Полированный шлиф. Увел. 180.

Светло-серые участки — реликты полуразложившегося сильванита.

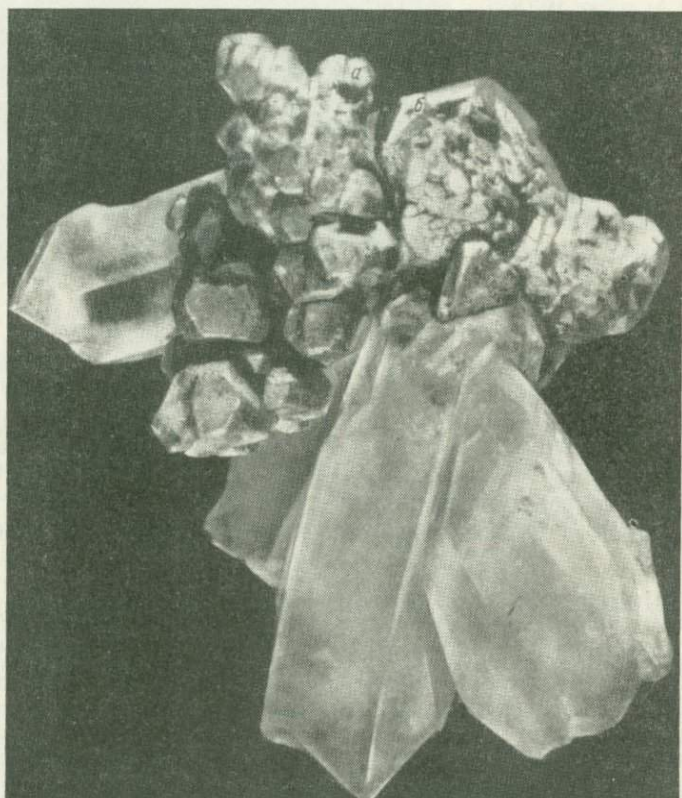
тонкопластинчатые агрегаты золота. Рядом трещинки в жильном кварце бываюи выполнены восковидными серыми и зеленовато-желтоватыми примазками кераргирита, а местами покрыты порошковатыми налетами вторичных минералов белого, сизого и зеленоватого цвета, сложенными англезитом, теллуридом TeO_2 , маккейитом $\text{Fe}_2[\text{TeO}_3]_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, родалкиларитом $\text{Fe}_2[\text{TeO}_2(\text{OH}_{0.75}\text{O}_{0.25})]_4 \cdot \text{Cl}$ и рядом других минералов (диагностированы рентгенометрически). Аналогичные выделения теллуридов отмечены в пустотах выщелачивания в жильном кварце.

ЛИТЕРАТУРА

- Вейц Б. И., Крикунова Н. П., Слюсарев А. П. Редкие минералы Золоторудного месторождения Жана-Тюбе (Северный Казахстан). — Тр. ГИН АН КазССР, 1971, т. 31.
- Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Berry L. G., Thompson R. M. X-ray powder data for ore minerals the Peacock atlas. — Geol. Soc. Amer., 1962, v. 85.
- Bowen S. H. U. The photoelectric measurement of reflectivity. — Miner. Mag., 1957, v. 31.
- Cabri L. I. Phase relations in the Au—Ag—Te system and mineralogical significance. — Econom. Geol., 1965, v. 60, № 8.
- Cabri L. I., Rucklidge I. C. Gold-silver tellurides relation between composition and X-ray diffraction data. — Canad. Miner., 1968, v. 9, № 4.
- Fastre P. Mesure des pouvoirs reflecteurs de quelques tellurs naturelles par la methode photo-electrique. — C. R., 1933, pt. 196.
- Orcell I., Fastre P. Courbes de dispersion de quelques etalons de pouvoirs reflecteurs utilisables dans l'etude microscopique des minerals metalliques. — C. R., 1935, pt. 200, № 17.
- Tunnell G. The atomic arrangement of sylvanite. — Amer. Miner., 1941, v. 26, № 8.

О ПАРАГЕНЕЗИСЕ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА И ГОРНОГО ХРУСТАЛЯ НА ЧУКОТКЕ

На верхнем горизонте одной из слепых кварцевых жил золоторудного месторождения на Чукотке на глубине нескольких десятков метров от современной дневной поверхности встречена друза длиннопризматических кристаллов горного хрусталя с видимыми включениями самородного золота и двумя оригинальными золотыми самородками.^в Эта жила за-



Самородное золото в ассоциации с горным хрусталем.
Увел. 4.5.

легает в пластовом теле раннемезозойских габброидов и контролируется тектоническими трещинами северо-западного простирания. Она падает под углом $35-40^\circ$ в северо-восточном направлении в сторону долгоживущего, вероятно, раствороподводящего разлома глубинного заложения.

Друза горного хрусталя с золотыми самородками образована на субпараллельной зальбандам лежащей стенке внутрижильной полости, которая имеет чечевицеподобную форму и занимает центральную часть рудного тела. Эта полость по падению жилы прослежена на 6 м, протяженность ее по простиранию варьирует около 1.0—1.5 м, а высота колеблется от 5—10 до 15—20 см. Стенки полости укрыты друзами преимущественно мелких кристаллов прозрачного кварца с желтоватым оттенком, которые нередко ассоциируют с самородным золотом. Внутри полости

имеются двуглавые кристаллы горного хрусталя, гнездовидные скопления мелкочешуйчатого мусковита и небольшие изометричные кристаллы и сростки кристаллов самородного золота; иногда присутствуют шестоватые агрегаты гипса, а также скопления гидроокислов железа и пленочные образования минералов марганца. Основная жильная масса представлена крупнозернистым молочно-белым кварцем с гнездовидными включениями мелких кристаллов арсенопирита и других минералов. В ее составе химическим анализом обнаружены (в вес. %):¹ SiO_2 — 97,40, TiO_2 — 0,10, Al_2O_3 — 0,13, Fe_2O_3 — 1,35, MgO — 0,12, CaO — 1,02, K_2O — 0,06, Na_2O — 0,05, F — 0,007, Cu — 0,18, Pb — 0,005, Zn — 0,003, V_2O_5 — 0,008, п. п. п. — 0,10.

Друза горного хрусталя (см. рисунок) состоит из четырех длинно-призматических кристаллов, три из них ориентированы под углом около 45 — 50° к ее основанию и лежат в одной плоскости, а один направлен под прямым углом к трем первым. Все кристаллы горного хрусталя друзы несколько уплощены вследствие преобладающего развития некоторых граней гексагональной призмы, ромбоэдра и тригональной дипирамиды. Высота кристаллов варьирует около 1,5—2,2 см, поперечные сечения равны 0,4—0,5 см, грани кристаллов чистые, блестящие. На гранях гексагональных призм хорошо видна тонкопараллельная штриховка. Головки кристаллов кварца совершенно прозрачные и лишены заметных включений, а их основная и периферийная зоны замутнены скоплениями газово-жидких включений. Доминируют включения длиной до 0,01—0,03 мм с содержанием газа около 8—10%. Они приурочены к зонам роста граней гексагональной призмы. Реже в более внутренних зонах кристаллов горного хрусталя встречаются беспорядочно расположенные двухфазные включения с газовым пузырьком, занимающим 12—14% вакуоли. В самых периферийных зонах кристаллов попадаются отдельные чечевицеобразные включения около 0,05—0,07 мм длиной. Они содержат 5—8% газа и встречаются рядом с пластинчатыми, таблитчатыми и т. п. включениями самородного золота. Химическим анализом в одном из кристаллов горного хрусталя из друзовой полости обнаружены следующие элементы (в вес. %): SiO_2 — 97,00, TiO_2 — 0,09, Al_2O_3 — 0,75, Fe_2O_3 — 0,72, MgO — 0,22, CaO — 0,64, K_2O — 0,08, Na_2O — 0,08, H_2O^+ — 0,17, Cu — 0,004, Pb — 0,003, Zn — 0,007, п. п. п. — 0,60.

Следует отметить, что золотые самородки, ассоциирующие с длинно-призматическими кристаллами горного хрусталя, заметно различаются между собой по расположению в друзе и внешней формой. Первый из них двумя точками своей «корневой» части крепится на головке одного из смежных кристаллов горного хрусталя и в двух точках на ребрах гексагональной призмы отдельного четвертого кристалла кварца. Остальная поверхность самородка свободная. Этот самородок удлинен в направлении преимущественного роста главных длиннопризматических кварцевых кристаллов друзы и несколько возвышается над их головками. Он заметно выпуклый в сторону вершин смежных кристаллов горного хрусталя и представляет собой друзу изометричных кристаллов, развитых в основном двумя субпараллельными рядами на грубо стебельковидном разветвляющемся золотом субстрате. Высота самородка 1,5 см, диагонали поперечного сечения его центральной части равны 1 и 0,6 см, а в нижней и верхней частях они не превышают 0,6—0,4 см.

Лицевая сторона самородка наиболее совершенная по морфологии и в нижней части представлена в основном хорошо развитыми гранями октаэдра ряда изометричных кристаллов, в меньшей мере — ромбододекаэдра. Кристаллы имеют поперечные сечения около 3,0—3,5 мм и соединены между собой лишь общим основанием. На их боковых гранях

¹ Анализы выполнены по материалам автора в лаборатории ВНИИ-1, г. Магадан, аналитик Т. Ю. Маслова.

в центре самородка хорошо видна тонкопараллельная штриховка роста и имеют место столбчатые микрокристаллики горного хрусталя, ориентированные преимущественно под значительными углами (около $70-85^\circ$) к граням кристаллов золота. По направлению к вершине самородка поперечные сечения кристаллов постепенно уменьшаются до 1.5—1.0 мм, также понижается степень их совершенства и обособленности. Грани крупных индивидов лицевой стороны самородка ровные и обычно имеют один или два террасоподобных уступа, высота которых по направлению к вершине самородка постепенно возрастает от 0.05 до 0.08 мм. У подошвы этих уступов и на некотором удалении от них на гранях встречаются воронки роста с овальными или чечевицеобразными сечениями до 0.1—0.5 мм в поперечнике и около 0.05—0.07 мм глубиной. Устья воронок в нижней половине самородка обычно гладкие, а в его верхней части неровные, как бы «рваные» с неправильными по форме выступами внутрь воронок.

Боковые стороны рассматриваемого самородка представлены гранями преимущественно ромбододекаэдра ряда кристаллов, поперечные сечения которых на его выпуклой стороне редко превышают 2.0—2.5 мм, а на вогнутой достигают 2.5—3.5 мм. Поверхность их мелкоямчатая, шероховатая. Тыльная сторона самородка в отличие от других имеет грубую скульптуру, сильно неровную ямчатую поверхность и характеризуется слабым развитием отдельных мелких граней ромбододекаэдра. На этой стороне в головке самородка имеются скелетные образования с более или менее выраженными частями ребер, между которыми наблюдаются воронкоподобные углубления. Цвет всех граней кристаллов и стельковидного основания рассматриваемого самородка довольно однородный красновато-желтый, а ребра имеют серебристо-желтый оттенок.

Второй самородок золота представляет собой сросток четырех изометрических кристаллов, венчающих его грубо разветвляющийся не ограниченный «стволик», который ориентирован под углом около 60° к основанию друзы горного хрусталя и прорастает ее. Он размещен между головкой центрального из трех смежных кварцевых кристаллов друзы и основанием отдельного четвертого кристалла горного хрусталя. Три кристалла золота данного самородка близки между собой по внешнему виду. Они характеризуются преимущественным развитием граней октаэдра с извилистым углублениями на поверхностях и наличием мелких граней ромбододекаэдра с более ровной поверхностью. Поперечные сечения этих кристаллов варьируют около 0.5—0.6 см. Четвертый кристалл самородка своей нижней гранью непосредственно соприкасается с головкой горного хрусталя и отличается наиболее совершенной формой с хорошим развитием граней октаэдра и их ровной поверхностью. Высота его главных граней равна 0.3 см.

В щелевидных полостях между индивидами второго самородка, на боковых гранях его кристаллов, как и в первом самородке, хорошо видна тонкопараллельная штриховка роста и присутствуют длиннопризматические микрокристаллы горного хрусталя.

Следует подчеркнуть, что помимо золотых самородков хорошей сохранности, которые тесно ассоциируют с горным хрусталем, в друзовой полости встречен и ряд отдельных несовершенных изометрических кристаллов золота и их сростков грубопризматического облика. Химическим анализом в периферийной зоне одного из таких кристаллов установлены (в вес. %): Au — 87.57, Ag — 11.17, Cu — 0.01, As — 0.003, Fe — 0.12, Al — 0.03, Sb — сл., Bi — сл., Mn — 0.1, нер. ост. — 0.52; в центре этого кристалла обнаружены (в вес. %): Au — 88.92, Ag — 10.54, Cu — 0.02, Fe — 0.01, Al — сл., Sb — 0.02, Bi — 0.001, нер. ост. — 0.15.² Некоторые сростки несовершенных изометрических кристаллов золота

² Анализы выполнены по материалам автора в центральной лаборатории СВТГУ, г. Магадан; аналитик Н. И. Бульменко.

обнаруживаются и в пространственной ассоциации с гнездовидными образованиями лимонита. В таких случаях вершины кристаллов заметно сглажены, а на их гранях видны следы своеобразной коррозии, что, вероятно, связано с окислением руд, обусловившим некоторые изменения в гипергенных условиях и самородного золота.

Закономерное расположение включений самородного золота в периферийных зонах роста рассмотренных индивидов ограненного кварца, а также выявленные особенности строения и ориентировки золотых самородков в друзе указывают на их сингенетичность с наружными зонами длиннопризматических кристаллов горного хрусталя. Характер газожидких включений в кварце и их гомогенизация в жидкую фазу при температуре около 155—180° С, а также результаты химических анализов позволяют сделать заключение, что наружные зоны горного хрусталя и ассоциирующее с ними самородное золото образовались вследствие кристаллизации водных растворов в относительно закрытой гидротермальной системе. В составе этих растворов помимо кремнезема, воды и золота, вероятно, важная роль принадлежала меди, свинцу, цинку, возможно, железу, а также натрию, калию, бору и др. В начальный период кристаллизации самородного золота, по-видимому, образовались его единичные изометричные кристаллы, заключенные в быстро растущих зонах горного хрусталя. Позже на консолидировавшемся горном хрустале возникли грубо разветвленные стебельковидные золотые субстраты, которые способствовали благоприятному росту друз параллельно-зональных, хорошо ограненных кристаллов самородного золота. Наличие грубых воронок роста и скелетных образований на вершине одного из рассмотренных самородков является следствием высокой скорости кристаллизации.

Таким образом, полученные данные позволяют предполагать, что высокопробное самородное золото, в том числе и его относительно крупные самородки, представляющие собой друзы изометричных кристаллов, могут при определенном составе гидротермальных растворов свободно кристаллизоваться одновременно с горным хрусталем. Причем, судя по взаимоотношениям рассмотренных минеральных агрегатов, кристаллизация отдельных зон горного хрусталя и самородного золота происходит с сопоставимой скоростью. Данный парагенезис позволяет считать, что высокопробное золото, в том числе и друзы его крупных совершенных кристаллов могут образовываться при температурах около 150—200° и давлении не выше первых сотен атмосфер, как это характерно для аналогичных друзовых полостей. Генезис такого золота, вероятно, обусловлен прежде всего особенностями состава и эволюции минералообразующих растворов, спецификой кристаллизационных затравок, наличием относительно свободного пространства для роста кристаллов и т. п. Дальнейшее уточнение этих обстоятельств важно не только в научном отношении, но и, несомненно, позволит более целенаправленно вести поисковые и геологоразведочные работы на золото в новых районах Чукотки и других территорий.

РЕФЕРАТЫ

УДК 549.32/33 (552.323.6)

Джерфшерит из кимберлитов Якутии. Добровольская М. Г., Цепин А. И., Илупин И. П., Пономаренко А. И. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 3—11.

Джерфшерит обнаружен в ксенолитах из ряда кимберлитовых трубок Якутии в ассоциации с сульфидами (пирротин, пентландит, халькопирит, кубанит, макинавит и др.). Химический состав джерфшерита (26 точек в 8 образцах) изучен на микрозонде «Камера». Характерно наиболее высокое из всех известных содержания никеля (11.8—15.6 вес. %) и переменные количества меди (0.4—7.8 вес. %) в минерале. В зависимости от состава отношение Me/S в формуле джерфшерита меняется (18 : 14, 17 : 14 и 16 : 14). $a_0 = 10.26 \pm 0.01 \text{ \AA}$. Вхождение никеля в состав джерфшерита уменьшает, а меди увеличивает размеры его элементарной ячейки. Выявлены закономерные изменения величины отклонения и твердости от состава минерала. При увеличении содержания никеля R джерфшерита возрастает, повышение концентрации меди приводит к обратной картине. Твердость джерфшерита прямо пропорциональна содержанию никеля и железа и обратно пропорциональна концентрации меди. Джерфшерит является одним из поздних сульфидов, образовавшихся из расплава при высоких температурах и давлении. Рис. — 8, табл. — 4, библиограф. — 8 назв.

УДК 549.641.23 : 552.323.6 (571.5)

Микрокристаллы ильменита из кимберлитов Лучаканского района. Благулькина В. А., Губанов В. А., Уманец В. Н., Футергендлер С. И. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 11—18.

Изучены микролиты ильменита из связующей массы кимберлитов ряда трубок Лучаканского района. Приведена характеристика морфологии кристаллов минерала. $a_0 = 5.072 \pm 0.005 \text{ \AA}$, $c_0 = 14.10 \pm 0.02 \text{ \AA}$. Средний химический состав микролитов ильменита отвечает высокомагнезиальной разновидности с большим количеством хрома. По сравнению с «глубинным» ильменитом изученный минерал обогащен хромом, титаном и алюминием, а обеднен железом. Полученные данные подтверждают гипотезу о ксеногенном происхождении крупных зерен ильменита в кимберлитах в результате захвата их из перидотитового слоя при выплавлении кимберлитовой магмы. Рис. — 4, табл. — 1, библиограф. — 15 назв.

УДК 549.641.23 : 539.533 : 552.323.6 (571.56)

Анизотропия твердости и влияние химического состава на твердость ильменитов из кимберлитов Якутии. Никитин Б. М., Илупин И. П. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 18—23.

Анизотропия твердости 1-го рода (по С. И. Лебедевой) ильменитов из кимберлитов не превышает 1.02

Анизотропия твердости 2-го рода весьма существенна и характеризуется коэффициентом $K = \frac{0001}{H_{hki0}}$ в пределах 1.24—1.49 при среднеарифметическом значении 1.38. Твердость на базопинакоиде меньше, чем на плоскостях, пришлифованных в поясе оси L_3 и в плоскостях, наклонных под углом примерно 45° к оси L_3 . На 20 образцах ильменитов, проанализированных на MgO и Cr_2O_3 , установлено существование четкой связи между H и MgO ($r = -0.87$). По замерам твердости возможно определение содержания MgO в ильменитах из кимберлитов с точностью $\pm 1\%$. Уравнение регрессии: $MgO (\%) = 43.8559 - 0.0592H$. Рис. — 4, табл. — 3, библиограф. — 8 назв.

УДК (549.731.13 : 53).08 : 553.331 (234.853)

О фазовом составе, структурах и свойствах магнетитов месторождения Малый Куйбас. Чернышева Л. В., Фоминых В. Г., Шевченко В. Н., Дубакина Л. С. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 23—32.

Приведены результаты детального изучения магнетитов месторождения Малый Куйбас с применением электронной микроскопии, микрозондового и термоманнитного анализов. Магнетиты характеризуются неоднородным строением, обусловленным присутствием различных продуктов распада твердого раствора (ипсинель, ульвоипсинель, ильменит). Установлено, что большинство элементов-примесей входит в состав микровключений в магнетите и в меньшей степени в виде изоморфных примесей в состав самого магнетита. Показано влияние субмикроскопических микровключений на твердость и отражение магнетитов. Состав продуктов распада твердого раствора свидетельствует об образовании магнетитов при температурах не ниже 600°C и парциальном давлении кислорода около 10^{-20} — 10^{-22} атм. Рис. — 6, табл. — 1, библиограф. — 10 назв.

УДК 549.731.5+548.32

О корреляции между составом и размерами ребра элементарной ячейки хромшпинелидов. Иванов О. К., Райнов В. И. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., 1975, стр. 32—36.

Параметр a_0 хромшпинелидов из гипербазитов Сарановского и Платиноносного поясов Урала находится в обратной зависимости от содержания Cr_2O_3 , а не в прямой, как устанавливалось ранее для других хромшпинелидов. Установлена также прямая корреляция между содержанием FeO , Fe_2O_3 , FeO , Al_2O_3 и a_0 изученных хромшпинелидов, а также обратная между содержанием MgO и a_0 . Существование обратной зависимости между содержанием Cr_2O_3 и a_0 обусловлено высоким содержанием в минерале Fe_2O_3 (более 6%) или FeO (более 20%). Обратная зависимость a_0 и содержания Cr_2O_3 характерна для хромшпинелидов из гипербазитов, являющихся дифференциатами базальтоидной магмы (Сарановский пояс, Наусахи, Фискенессет), а прямая — для альпинотипных гипербазитов мантийного происхождения (Кемпирсайский массив и др.). Этот факт позволяет использовать характер зависимости a_0 хромшпинелидов от содержания Cr_2O_3 для формирования и генетического разделения гипербазитов. Использование графика Р. Стивенса для определения содержания Cr_2O_3 в хромшпинелидах ограничивается только альпинотипными гипербазитами. В базальтоидных массивах его применение возможно только для хромшпинелидов, отобранных из одного массива (или группы однотипных массивов). Рис. — 6, библиограф. — 15 назв.

Троилит из пород Коашвинского апатито-нефелинового месторождения (Хибинский массив). Козырева Л. В., Меньшиков Ю. П. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 36—38.

В породах серии уртит—мельтейгит апатито-нефелинового Коашвинского месторождения установлено широкое развитие сульфидов, среди которых присутствуют троилит и троилит в сростании с гексагональным пирротинном. Приводится полный химический состав троилита и результаты рентгенометрического исследования. Троилит в щелочных породах Хибинского массива установлен впервые. Рис. — 1, табл. — 1, библи. — 5 назв.

Тинаксит из пегматитов апатитового месторождения Расвумчорр. Соколова М. Н., Забавникова Н. И., Яковлевская Т. А., Рудницкая Е. С. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 39—43.

Тинаксит обнаружен в пегматитовых телах сложного состава, залегающих в апатито-нефелиновых породах, а также во вмещающих рисчорритах и ийолит-уртитовых вблизи контакта с апатитовым рудным телом. Минерал образует субпараллельные, сноповидные и радиальнолучистые агрегаты длиннопризматических кристаллов (до 2 см в длину) в пустотах выщелачивания среди калиевого полевого шпата, пироксена и гизингерита. Мелкокристаллический тинаксит развит вдоль трещинок и в пустотах в измененном ломоносовите. Тинаксит белый, бледно-розовый, мелкие кристаллики (менее 1 мм) бесцветны. Кристаллы вытянуты вдоль оси с и уплощены по (010). Установлено 6 простых форм: (001), (010), (100), (130), (110), (111). Уд. вес. 2.90. Межплоскостные расстояния и оптические свойства аналогичны таковым мурунского тинаксита. ИК спектр тинаксита близок ИК спектрам рамазита и виноградовита. Состав хибинского тинаксита отвечает формуле: $\text{Na}_2\text{K}_4\text{Ca}_3\text{MnTi}_2[\text{Si}_7\text{O}_{19}]_2(\text{OH})_2$. Рис. — 3, табл. — 3, библи. — 5 назв.

Бломстрандин из пневматолито-гидротермальных жил Восточной Сибири. Романов И. А. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 43—49.

Установлен и изучен бломстрандин из пневматолито-гидротермальных жил Восточной Сибири. Приведены данные по структуре минерала, химические и рентгеноспектральные анализы цветных разновидностей бломстрандина и их смесей. На основе установленной зональности и аналитических данных для каждой зоны рассматриваются изменения состава катионов в группах А и В кристаллохимической формулы. Делаются выводы о генетических особенностях минерала в связи с изменением кислотности—щелочности среды минералообразования. Табл. — 5, библи. — 14 назв.

О составе и структурных особенностях мелинофана. Новикова М. И., Сидоренко Г. А., Шацкая В. Т. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 49—53.

Приведены данные по составу, структуре и ИК спектроскопическая характеристика нескольких находок мелинофана. Кратко охарактеризованы условия образования минерала. Рис. — 1, табл. — 3, библи. — 4 назв.

Некоторые особенности сфалеритов Атасуйских месторождений по данным электронной микроскопии. Митряева Н. М., Полканова Е. В. В кн.: Минералы и парагенезисы эндогенных месторождений. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 53—61.

Электронномикроскопические исследования различных генераций сфалерита цинково-свинцово-баритовых месторождений Атасуйского района обнаружили типичные для этого минерала ступенчатые сколы и разнообразие микровключений (наиболее распространен пирит). Морфология и размещение пиритовых включений неодинаковые для разных генераций сфалерита. Кроме того, часто встречаются обильные мельчайшие недиагностированные минеральные включения, характер, количество и размещение которых варьируют от генерации к генерации сфалерита. Наибольшее количество их наблюдается в сфалеритах гидротермально-осадочных руд и в сфалеритах из руд гидротермально-метасоматического этапа формирования месторождений, испытавших динамометаморфизм. Рис. — 5, табл. — 2, библи. — 4 назв.

Арсениды, сульфоарсениды и антимониды никеля, кобальта и железа Талнахского рудного поля. Дистлер В. В., Лапутина И. П., Смирнов А. В., Балбин В. С. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 61—74.

Приведено описание никелина, маухерита, сафлорита, дэллингита, раммельсбергита, герсдорфита, брейтгаутига и ульманита из карбонатных жил и карбонатно-хлоритовых зон замещения, пересекающих медно-никелевые руды. На контактах карбонатных жил пирротин, пентландит и халькопирит замещаются кальцитом, галенитом и сфалеритом. Основная масса арсенидов, сульфоарсенидов и антимонидов приурочена к залебандам карбонатных жил. Характерны сложные зональные полиминеральные агрегаты. Химический состав минералов изучен на микрозонде «Камека». Важной особенностью рассматриваемых минералов является чрезвычайно широкое колебание их состава по главным компонентам. Установлены промежуточные разновидности минералов в системе сафлорит—дэллингит—раммельсбергит, ранее неизвестные в природе. Арсениды, сульфоарсениды, антимониды Талнахского рудного поля представляют собой ассоциацию, формирующуюся при наложении низкотемпературного (по результатам изучения газовой фазы включений < 300°С) гидротермального процесса на медно-никелевые руды. При этом происходит выщелачивание из сульфидных руд никеля и кобальта и перетопление этих элементов в виде арсенидов, сульфоарсенидов, антимонидов и поздних сульфидов. Рис. — 5, табл. — 4, библи. — 16 назв.

Минералы ряда $\text{FeAsS}-\text{CoAsS}$ (на примере Абаканского железорудного месторождения). Рудашевский Н. С., Сидоров А. Ф., Спиридонов Г. В., Хинейко А. Л. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 74—85.

Изучены оптические свойства и химический состав арсенипирита, данаита, глаукодота, аллоклазита и кобальтина из Абаканского железорудного месторождения. Приведены спектры отражения и средние значения твердости этих минералов. Качественным и количественным микрорентгеноспектральным анализом установлено наличие в природе практически непрерывной серии составов минералов в псевдобинарной системе от FeAsS до CoAsS . В то же время в зональных кристаллах постоянно фиксируются резкие контакты зон, сложенных арсенипиритом и аллоклазитом, с зонами состава глаукодота, что свидетельствует о наличии по крайней мере двух разрывов смесимости в рассматриваемом ряду. Высказано предположение, что границы (по составу) устойчивости арсенипирита и глаукодота, а также глаукодота и аллоклазита могут перекрываться, вследствие чего и не удается установить определенных интервалов разрывов смесимости в системе $\text{FeAsS}-\text{CoAsS}$. Образование зональных кристаллов изученных минералов рассматривается как результат неоднородной адсорбции Fe, Co и Ni из растворов гранями растущего кристалла в отсутствии активной циркуляции гидротерм, что приводит к накоплению примесей в конечных зонах роста кристалла. Рис. — 4, табл. — 2, библиограф. — 16 назв.

Рентгеноспектральный микроанализ природных галенитов. Болдырева М. М., Сидоров А. Ф. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 84—91.

Показано преимущество рентгеноспектрального микроанализа при изучении таких неоднородных объектов как природные галениты с включениями минералов Vl и Ag . Исследованные галениты из скарново-полиметаллического месторождения Перевальное представляют собой смешанные кристаллы в ряду $\text{PbS}-\text{AgBiS}_2$, в которых содержание AgBiS_2 колеблется от 0.2 до 4.5 мол.%. В галенитах присутствуют также Se (0.н%) и Cu (0.0н%). Теллур входит в состав микровключений серебристой фазы. По мере увеличения изоморфной примеси Vl и Ag в галените уменьшается σ_0 и увеличивается твердость. В природных галенитах максимальное содержание AgBiS_2 составляет 5 мол.%, тогда как в синтезированных образцах оно может достигать 8 мол.%. Рис. — 5, табл. — 1, библиограф. — 16 назв.

Самородный висмут в породах и месторождениях Средней Азии и его использование в качестве геологического термометра. Дунин-Барковская Э. А., Юсупов Р. Г. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 91—98.

Самородный висмут как акцессорный минерал встречен в среднеглубинных герцинских магматических породах Кураминских гор. В эндогенных рудных месторождениях он присутствует часто, но в незначительных количествах. Изучена морфология, двойники и химический состав минерала. Выделены шесть генетических типов самородного висмута: акцессорно-магматический, акцессорно-интрамагматический, пегматитовый, пневматолитовый, гидротермальный и гипергенный. Разбираются условия образования и морфогенетические особенности. Выделение самородного висмута из магматического и пегматитового расплава происходит в капельно-жидкой фазе при температуре 500—600°С и давлении до 1000 атм., а его переход в твердое кристаллическое состояние — ниже температуры его плавления (271°С). Из пневматолитовых и гидротермальных слабощелочных растворов висмут кристаллизуется в восстановительных условиях при температуре ниже 271°С. Морфологические особенности самородного висмута зависят от условий его образования и могут использоваться в качестве геотермометра. Показана конвергентность и типоморфизм висмута. Табл. — 2, библиограф. — 18 назв.

Колусит, арсениосульфанил и сульфанил из медных руд месторождения Бор (Югославия). Качаловская В. М., Осипов Б. С., Кукоев В. А., Козлова Е. А., Басова Г. В. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 98—104.

Сульфанил и арсениосульфанил имеют постоянный состав, а колусит характеризуется переменным содержанием мышьяка и олова. Арсениосульфанил и колусит обладают сходным характером кривых дисперсии R , близким рельефом и твердостью, а также сходными дебаэграммами. Сульфанил отличается от арсениосульфанила и колусита сложным характером спектра отражения, более низкими рельефом и твердостью. Его дебаэграмма несопоставима с дебаэграммами колусита и арсениосульфанила. Колусит рассматривается как оловосодержащая разновидность арсениосульфанила, а сульфанил и арсениосульфанил отнесены к разным группам минералов. Рис. — 5, табл. — 3, библиограф. — 7 назв.

Сульфотеллурид висмута из Восточного Забайкалья. Онтоев Д. О., Ценин А. И., Вильсов Л. И. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 104—108.

Сульфотеллурид висмута встречен в виде мелких (до 0.02 мм) включений в висмутине. В отраженном свете минерал светло-кремовый, слабоанизотропный. Спектр отражения сульфотеллурида висмута сравнивается со спектрами жозита А и тетрадимита. Пересчет по данным микронзондового анализа изученного минерала приводит к формуле $(\text{Vl}, \text{Pb})_2\text{Te}_2\text{S}_2$. По химическому составу он близок к минералам группы грюнденгита, особенно к составу фазы М. Рис. — 2, табл. — 3, библиограф. — 6.

О реньерите в барито-полиметаллических рудах Западного Узбекистана. Чеботарев Г. М., Волков Ю. А., Хамрабаев И. Х. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 108—112.

В колломорфных сфалеритах барито-полиметаллических руд Западного Узбекистана, отличающихся повышенными концентрациями германия (до 350 г/т минерала), микроскопически установлены мельчайшие включения реньерита. Химический состав минерала (микронд «Камека», в вес. %): Cu — 43.1, Ge — 5.5, Zn — 2.9, As — 0.8, Fe — 14.1, S — 33.2, сумма — 99.6. Твердость 330 кг/мм². Рис. — 2, табл. — 1, библи. — 10 назв.

УДК 549.1.355

О псевдоморфозах швацита по антимониту, халькостибиту и цинкенииту. Васильев В. И., Лаврентьев Ю. Г., Бердичевский Г. В. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 112—117.

Приведены результаты изучения гипогенных псевдоморфоз ртутьсодержащего тетраэдрита (швацита) по кристаллам антимонита, халькостибита и цинкениита, имеющих необычную для этого минерала игольчатую или удлиненную форму. Рассматриваются особенности процесса замещения исходных минералов швацитом. Состав псевдоморфоз не зависит от состава исходного минерала и практически одинаков. Химический состав псевдоморфоз швацита (в вес. %): Hg — 17—18, Cu — 35—36, Sb — 24—24.6, S — 20—23, As — 0.1—1.2. Твердость швацита 311—360 кг/мм², $a_{0\text{max}} = 10.49 \text{ \AA}$. В образовании псевдоморфоз существенную роль играло диффузионное замещение. Рис. — 6, библи. — 1 назв.

УДК 549.334.3 (574.24)

Сильванит из золоторудного месторождения Жана-Тюбе (Северный Казахстан). Спиридонов Э. М., Соколова Н. Ф., Шумкова Н. Г. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 117—121.

Сильванит широко развит в рудах месторождения Жана-Тюбе мало сульфидной золото-кварцевой формации. Наряду с другими теллуридами Pb, Ag, Au, Bi, Fe и Ni является наиболее поздним образованием в рудных жилах. Сильванит обычно развит в участках жил существенно кварцевого состава с тем или иным количеством пирита, а также алтаита лишенных самородного золота. Здесь практически вся масса золота содержится в сильваните. Минерал слагает зерна от микроскопических до 25 мм в поперечнике. Уд. вес (при 4° С) $8.177 \pm 0.001 \text{ г/см}^3$. Характерна значительная анизотропия твердости от 90 до 228 кг/мм². Коэффициент анизотропии 3.2, на отдельных плоскостях 1.17—1.27. Приведены R_g' и $R'p$ минерала. $a_0 = 8.881 \pm 0.002 \text{ \AA}$, $b_0 = 4.492 \pm 0.001 \text{ \AA}$, $c_0 = 14.497 \pm 0.004 \text{ \AA}$, $\beta = 145^\circ 05'$. Состав сильванита (по данным химического анализа) соответствует формуле $\text{Au}_{1.002}\text{Ag}_{0.998}\text{Cu}_{0.029}\text{Te}_{3.980}$, по результатам анализов на электронном микронд — $\text{Au}_{1.04}\text{Ag}_{0.93}\text{Cu}_{0.03}\text{Te}_{3.81}$ и $\text{Au}_{1.02}\text{Ag}_{0.94}\text{Cu}_{0.04}\text{Te}_{3.89}$. Вероятно, существуют ограниченные твердые растворы в ряду сильванит AuAgTe_4 —костовит AuCuTe_4 . В зоне окисления сильванит разлагается по схеме: сильванит → золото + петцит → золото + гесситоподобная фаза → золото + кернарит + теллурид (TeO_2) и теллуриды железа (макгейт, родалкиларит и другие). Рис. — 2, табл. — 3, библи. — 9 назв.

УДК 553.411 (571.651)

О парагенезисе самородного золота и горного хрусталя на Чукотке. Давиденко Н. М. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, стр. 122—125.

Дана характеристика друзы кристаллов горного хрусталя и ассоциирующих с ним самородков высокопробного золота. Приведены содержания элементов-примесей в кристаллах горного хрусталя и в самородном золоте. Кристаллизация рассматриваемого парагенезиса происходила из гидротерм при температуре 155—180° С и давлении, не превышающем первые сотни атмосфер. Рис. — 1.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
М. Г. Добровольская, А. И. Цепин, И. П. Илупин, А. И. Пономаренко. Джерфшерит из кимберлитов Якутии	3
В. А. Благулькина, В. А. Губанов, В. Н. Уманец, С. И. Фуртергендлер. Микрористаллы ильменита из кимберлитов Лучаганского района	11
Б. М. Никитин, И. П. Илупин. Анизотропия твердости и влияние химического состава на твердость ильменитов из кимберлитов Якутии . . .	18
Л. В. Чернышева, В. Г. Фоминых, В. Н. Шевченко , Л. С. Дубакина. О фазовом составе, структурах и свойствах магнетитов месторождения Малый Куйбас	23
О. К. Иванов, В. И. Кайнов. О корреляции между составом и размерами ребра элементарной ячейки хромшпинелидов	32
Л. В. Козырева, Ю. П. Меньшиков. Троилит из пород Коашвинского апатито-нефелинового месторождения (Хибинский массив)	36
Л. Н. Соколова, Н. И. Забавникова, Т. А. Яковлевская, Е. С. Рудницкая. Тинаксит из пегматитов апатитового месторождения Расвумчорр (Хибинский массив)	39
И. А. Романов. Бломстандин из пневматолито-гидротермальных жил Восточной Сибири	43
М. И. Новикова, Г. А. Сидоренко, В. Т. Шацкая. О составе и структурных особенностях мелинофана	49
Н. Н. Митряева, Е. В. Полканова. Некоторые особенности сфалеритов Атасуйских месторождений по данным электронной микроскопии	53
В. В. Дистлер, И. П. Лапутина, А. В. Смирнов, В. С. Балбин. Арсениды, сульфоарсениды и антимониды никеля, кобальта и железа Талнахского рудного поля	61
Н. С. Рудашевский, А. Ф. Сидоров, Г. В. Спиридонов, А. Л. Хинейко. Минералы ряда $FeAsS-CoAsS$ (на примере Абаканского железорудного месторождения)	74
М. М. Болдырева, А. Ф. Сидоров. Рентгеноспектральный микроанализ природных галенитов	85
Э. А. Дунин-Барковская, Р. Г. Юсупов. Самородный висмут в породах и месторождениях Средней Азии и его использование в качестве геологического термометра	91
В. М. Качаловская, Б. С. Осипов, В. А. Кукоев, Е. А. Козлова, Г. В. Басова. Колусит, арсеносульванит и сульванит из медных руд месторождения Бор (Югославия)	98
Д. О. Онтюев, А. И. Цепин, Л. Н. Вяльсов. Сульфотеллурид висмута из Восточного Забайкалья	104

Г. М. Чеботарев, Ю. А. Волков, И. Х. Хамрабаев. О реньерите в барито-полиметаллических рудах Западного Узбекистана	108
В. И. Васильев, Ю. Г. Лаврентьев, Г. В. Бердичевский. О псевдоморфозах швацита по антимониту, халькостибиту и цинкентиту	112
Э. М. Спиридонов, Н. Ф. Соколова, Н. Г. Шумкова. Сильванит из золоторудного месторождения Жана-Тюбе (Северный Казахстан)	117
Н. М. Давиденко. О парагенезисе самородного золота и горного хрусталя на Чукотке	122
Рефераты	126

МИНЕРАЛЫ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

*Утверждено к печати
Всесоюзным минералогическим обществом*

Редактор издательства Т. Н. Токарева
Технический редактор В. В. Шиханова
Корректоры Н. В. Лихарева, А. Х. Салтанаева

Сдано в набор 17/III 1975 г. Подписано к печати 13/VIII
1975 г. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бумага № 2. Печ. л.
8¹/₄=11.55 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 11.92. Изд. № 6006.
Тип. зак. № 205. М-31797. Тираж 1200. Цена 1 р. 19 к.

Ленинградское отделение издательства «Наука»
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская линия, д. 1
1-я тип. издательства «Наука».
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12

1 р. 19 к.

1610



ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ