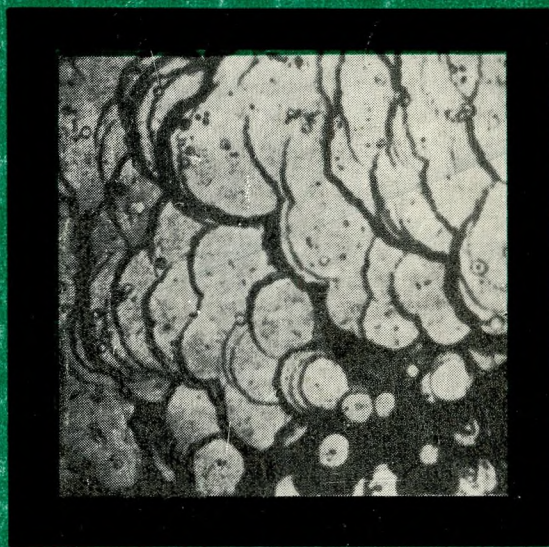


академия наук СССР



Новые данные о минералах СССР



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ МУЗЕЙ ИМЕНИ А. Е. ФЕРСМАНА

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛАХ СССР

Выпуск 27



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1978

Новые данные о минералах СССР, вып. 27. «Наука», 1978.

Сборник посвящен новым данным в области минералогии Советского Союза. Среди них — описание новых минеральных разновидностей, находки известных, но впервые найденных на территории СССР минералов; опубликованы их списки за период 1972—1975 гг. Кроме того, дан перечень впервые записанных в 1976 г. в коллекции Минералогического музея 29 новых видов и разновидностей минералов. Приводятся описания редко встречающихся минералов из группы сульфидов, боратов, сульфоантимонатов свинца и серебра, а также таких практически важных минералов, как алмаз, титанит, халцедон и др.

Редакционная коллегия

Профессор Г. П. БАРСАНОВ (ответственный редактор)
кандидат геолого-минералог. наук И. В. ГИНЗБУРГ
доктор геолого-минералог. наук М. Д. ДОРФМАН
кандидат геолого-минералог. наук В. А. КОРНЕТОВА
доктор геолого-минералог. наук Ю. Л. ОРЛОВ
кандидат геолого-минералог. наук М. Е. ЯКОВЛЕВА (редактор выпуска)



Г. П. БАРСАНОВ

ГЕОРГИЙ ПАВЛОВИЧ БАРСАНОВ

(к 70-летию со дня рождения)

В декабре 1977 г. исполнилось 70 лет заслуженному деятелю науки, профессору, одному из крупнейших минералогов Советского Союза Георгию Павловичу Барсанову.

Георгий Павлович родился 29 декабря 1907 г. в Саратове в семье артистов. После окончания средней школы он поступает в Тбилисский Политехнический институт, а затем переводится на Геологическое отделение Ленинградского университета.

С 1926 г. Георгий Павлович принимает участие в работах геологических партий. Сначала его деятельность была связана с комплексными закавказскими экспедициями, а затем (1930 г.) — с Ломоносовским институтом Академии наук и Минералогическим музеем в Ленинграде (до 1934 г.) и Москве. В 1952 г. он получает назначение на пост директора Минералогического музея Академии наук СССР, работой которого руководит в течение последующих 24 лет.

Многие годы Георгий Павлович посвятил педагогической деятельности. С 1937 г. он работает в Московском институте цветных металлов и золота им. М. И. Калинина, где создает курс минералогии, основанный на развитии идей академиков В. И. Вернадского и А. Е. Ферсмана, под руководством которого, а также проф. В. И. Крыжановского он начинал свой творческий научный путь.

С 1953 г. он возглавляет кафедру минералогии Московского государственного университета имени М. В. Ломоносова. За 40 лет своей педагогической деятельности он воспитал несколько сот молодых специалистов-минералогов, а также подготовил специалистов высшей квалификации — докторов и кандидатов наук.

В самом начале Великой Отечественной войны Георгий Павлович был мобилизован на фронт в качестве начальника штаба отдельного саперного батальона, а затем командира батальона. Участвовал в тяжелых боях на Северо-Западном фронте.

В 1943 г. по представлению диссертации, посвященной изучению ниобатов Ильменских Гор (Урал), Георгию Павловичу присуждается ученая степень кандидата геолого-минералогических наук, а в 1947 г. он защищает докторскую диссертацию, в которой рассмотрена сложная группа метамиктных тантало-ниобатов. Научные принципы методов изучения и теория метамиктного состояния легли в основу всех последующих работ в этой области и почти на десятилетие опередили представления зарубежной науки в этой области.

Научная работа в начале творческого пути была связана с изучением минералогии и полезных ископаемых Кавказа, а впоследствии Урала, Средней Азии, Кольского полуострова. Георгием Павловичем разработаны многие теоретические вопросы — принципы классификации минералов, теория метамиктного состояния, некоторые аспекты физики минералов и т. д., а также вопросы истории минералогии в России.

Георгий Павлович автор более 130 опубликованных научных работ. Характерная его черта — очень широкий профиль минералогических

знаний. В 1954 г. ему присвоено звание профессора, а в 1969 г. — почетное звание заслуженного деятеля науки РСФСР.

Обладая огромными знаниями и практическим опытом Георгий Павлович по существу создал современную экспозицию Минералогического музея Академии наук СССР. Под его руководством разрабатываются научные принципы экспозиций, интенсивно пополняются коллекции, завязываются широкие научные связи и обмен материалами со многими зарубежными странами, ведутся научные работы и готовятся публикации музея.

Так, главная выставка систематической коллекции музея сделана по классификации, разработанной Г. П. Барсановым, в основе которой лежит детальный анализ химической конституции внутренних структур минералов. Выставки коллекции месторождений по геологическим процессам, геохимическая выставка, экспозиция «Цвета минералов», «История отечественной минералогии» и ряд других до их создания не имели аналогов ни в СССР, ни за рубежом, и являются оригинальными научными разработками. Для экспозиций по истории русской минералогии Георгий Павлович собрал уникальный материал, отражающий главные достижения отечественной науки по открытию и изучению минералов нашей страны.

В настоящее время Минералогический музей АН СССР имени академика А. Е. Ферсмана по признанию советских и иностранных ученых является одним из лучших и наиболее богатых музеев мира.

Одновременно с работой в Минералогическом музее и педагогической деятельностью Георгий Павлович ведет большую научно-организационную и общественную работу. Г. П. Барсанов редактор различных периодических изданий, сборников и справочников, а также член редколлегии многих научных журналов. Он — ответственный научный редактор-консультант 2-го и 3-го изданий Большой Советской энциклопедии по разделу «Минералогия», автор больших энциклопедических и более 300 тематических статей в этих изданиях.

С 1947 г. по настоящее время Георгий Павлович бессменный ответственный редактор ежегодного издания Трудов Минералогического музея АН СССР — сб. «Новые данные о минералах СССР». С 1960 по 1964 гг. Георгий Павлович — вице-президент Международной Минералогической Ассоциации и член ряда комиссий этой международной организации. Он член Всесоюзного минералогического общества и неоднократный член совета общества. Георгий Павлович — почетный член Болгарского Геологического общества.

Заслуги Георгия Павловича отмечены орденом Трудового Красного Знамени, тремя орденами «Знак Почета» и многими медалями СССР.

Доктор геолого-минералогических наук Ю. Л. Орлов

В. Н. АВДОНИН

БОНАТТИТ — НОВЫЙ СУЛЬФАТ МЕДИ В ГАЙСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Бонаттит — редкий сезонный минерал, трехводный сульфат меди. Впервые описан из месторождения Капо-Каламита на о-ве Эльба [15], а несколько позднее — в Британской Колумбии [16]. Нами бонаттит определен в Гайском месторождении. Лучшие образцы для исследования заимствованы из коллекции геолога В. С. Лунева.

В Гае бонаттит образуется путем дегидратации халькантита. Халькантит широко распространен [11] среди других современных минералов Гайского месторождения и образует корки на штуфах или тонкие прожилки параллельно-шестоватого строения в медноколчеданной руде. Отдельные образцы, покрытые индукционной штриховкой, имеют длину 1—2 и толщину 0,1—0,3 см. Морфологические особенности халькантита сохраняются и на псевдоморфозах бонаттита. Новообразования бонаттита благодаря светло-голубой окраске четко выделяются среди синего халькантита.

Бонаттит в иммерсионном препарате — бесцветный, однородный. Отдельные зерна очень мелкие, наиболее крупные из них едва достигают 0,1 мм в поперечнике. Показатели преломления близки к таковым синтетического $\text{CuSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ и бонаттита из Британской Колумбии [3, 16]: $N_g' = 1,620$ и $N_p' = 1,563 \pm 0,003$.

Химический анализ минерала выполнен Ф. П. Петровой в химической лаборатории Свердловского горного института (табл. 1).

Таблица 1
Химический состав бонаттита

Месторождение	CuO	FeO	MgO	MnO	SO ₃	H ₂ O	Сумма
Гай	37,30	0,27	Не опр.	Не опр.	37,0	26,0*	100,57
Эльба	35,23	0,82	0,25	Сл.	36,49	27,33	100,12
$\text{CuSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	37,39	—	—	—	37,38	25,33	100

* Определено по кривой ДТГ, навеска 1 г.

Рентгеновский анализ (табл. 2) выполнен методом порошка на дифрактометре УРС-50И при излучении $\text{Fe}_{\alpha+\beta} = 8$ мА и 35 кв. Дифракционные картины бонаттита из Гая и других месторождений обнаруживают большое сходство. Все линии, зафиксированные на синтетическом $\text{CuSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, зарегистрированы на дифрактограмме гайского бонаттита. Расхождение в количестве рефлексов, по-видимому, объясняется различными способами регистрации дифракционной картины.

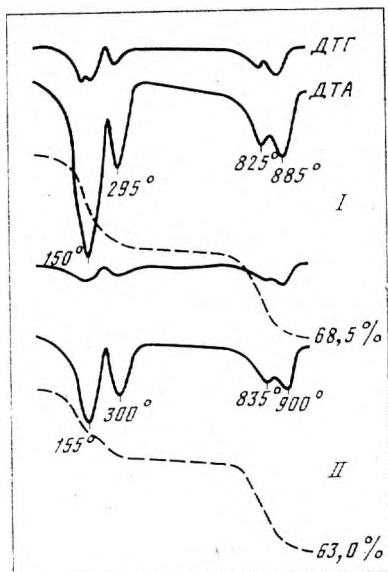
Индивидуальные особенности водных сульфатов надежно характеризуются термогравиметрическими кривыми. Поведение халькантита при нагревании рассмотрено в работах И. С. Курнакова и Б. Я. Роде [9], А. И. Цветкова и Е. П. Вальяшихиной [14], Л. Г. Берга [1], Г. И. Пше-

Таблица 2
Рентгенограммы бонатита и синтетического $\text{CuSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$

Гай		[15]		[16]		$\text{CuSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ [15]		$\text{CuSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ [17]	
<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>
63	5,10	65	5,09	7	5,11	68	5,10	63	5,15
53	4,850	33	4,83	3	4,86	30	4,85	10	4,90
17	4,72	18	4,69	—	—	26	4,72	—	—
100	4,40	100	4,40	10	4,42	100	4,42	100	4,45
35	3,975	37	3,96	3	3,97	44	3,96	40	3,99
10	3,770	—	—	—	—	—	—	—	—
19	3,69	9	3,69	—	—	16	3,69	—	—
52	3,640	54	3,65	6	3,65	52	3,65	75	3,65
16	3,59	—	—	—	—	—	—	—	—
10	3,52	—	—	—	—	—	—	—	—
50	3,410	50	3,42	5	3,42	48	3,43	30	3,45
—	—	9	3,28	—	—	10	3,29	—	—
70	3,250	67	3,24	6	3,25	64	3,25	63	3,25
35	3,190	35	3,18	4	3,19	40	3,18	—	—
42	3,010	39	3,00	6	3,01	40	3,01	50	3,02
19	2,970	21	2,970	2	2,97	22	2,972	—	—
50	2,814	43	2,814	4	2,82	42	2,819	50	2,83
20	2,75	26	2,743	—	—	10	2,747	—	—
6	2,66	6	2,660	—	—	6	2,660	—	—
5	2,595	—	—	0,5	2,593	—	—	—	—
7	2,545	6	2,550	0,5	2,550	8	2,557	—	—
55	2,494	39	2,494	5	2,498	40	2,498	50	2,52
12	2,425	9	2,420	0,5	2,428	12	2,420	5	2,42
—	—	—	—	0,5	2,404	—	—	—	—
16	2,350	11	2,349	1	2,354	16	2,353	5	2,35
37	2,274	33	2,275	4	2,278	36	2,277	50	2,28
12	2,207	9	2,211	1	2,208	14	2,213	5	2,22
20	2,102	11	2,103	2	2,106	14	2,104	30	2,10
21	2,073	11	2,079	2	2,081	16	2,080	—	—
12	1,946	11	1,938	1	1,950	10	1,947	10	1,96
—	—	—	—	0,5	1,935	—	—	—	—
9	1,902	7	1,900	1	1,908	10	1,902	—	—
6	1,868	—	—	—	—	—	—	10	1,84
13	1,828	9	1,824	1	1,827	10	1,827	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	15	1,78
10	1,76	11	1,762	1	1,762	10	1,763	—	—
—	—	—	—	0,5	1,740	—	—	—	—
16	1,723	11	1,722	1	1,724	10	1,724	—	—
14	1,698	15	1,625	2	1,693	16	1,694	5	1,70
6	1,666	—	—	1	1,660	—	—	20	1,66
10	1,658	—	—	0,5	1,650	—	—	—	—
9	1,635	6	1,638	0,5	1,637	10	1,641	—	—
21	1,615	20	1,613	3	1,616	18	1,614	30	1,62
5	1,56	—	—	—	—	—	—	5	1,57
6	1,45	—	—	—	—	—	—	10	1,46

Дериватограммы халькантита (I) и бонаттита (II) из Гайско-го месторождения

Сплошная линия — дифференциальная кривая нагревания; пунктирная линия — кривая потерь веса. ДТА — 1/15, ДТГ — 1/15. Скорость нагревания 10 град/мин



ничного [11], В. П. Ивановой с соавторами [7] и др. Обезвоживание халькантита, по данным цитируемых авторов, сопровождается образованием естественного ряда, средним членом которого является бонаттит: $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CuSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O} (?) \rightarrow \text{CuSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CuSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CuSO}_4$.

Термогравиметрические кривые бонаттита и халькантита из Гая получены на дериватографе. На дифференциальных кривых нагревания (ДТА) этих минералов выделяется область дегидратации, простирающаяся до 295—300°, и область диссоциации безводного сульфата меди в интервале температур 700—890° (см. рисунок). У халькантита первый дидотермический эффект появляется при 90—100°. Он фиксируется кривой ДТГ, что объясняется инконгруэнтным плавлением $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ с образованием тетрагидрата сульфата меди [1]. Халькантит из Гая теряет при 100° немного более 4,5% H_2O (табл. 3), что соответствует удалению одной молекулы воды. При дегидратации $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ образуются лабальные фазы [13] и, по-видимому, $\text{CuSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ — одна из них. В природе тетрагидрат сульфата меди неизвестен [8]. Выше 150—160° продукты обезвоживания бонаттита и халькантита имеют одинаковый состав. Последнюю молекулу воды они теряют около 300°.

Таблица 3
Дегидратация халькантита и бонаттита

Температура дегидратации, °С	Халькантит		Бонаттит	
	Потери веса, %	Продукт дегидратации	Потери веса, %	Продукт дегидратации
100	4,5/7,21	$\text{CuSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Нет	
115	13,5/14,42	$\text{CuSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	»	
150	28,5/28,82	$\text{CuSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$	18/16,72	$\text{CuSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$
295—300	35,5/36,0	CuSO_4	26/25,33	CuSO_4

Примечание. Потери воды: числитель—определенные термовесовым способом, знаменатель—теоретические

Область дегидратации бонаттита по общему характеру кривой ДТА мало отличается от таковой халькантита. Существенная разница лишь

в величине потерь (табл. 3): бонаттит при нагревании до 150° теряет 18% H_2O ($2H_2O=16,82\%$), а халькантит — 28,5% ($4H_2O=28,82\%$).

На о-ве Эльба скрытокристаллические корочки бонаттита наблюдаются совместно с халькантитом, который не обнаруживает признаков дегидратации. Это дало повод К. Л. Каравелли [15] предположить, что бонаттит выделяется из воды, содержащей свободную серную кислоту. Согласно литературным данным [5], тригидрат сульфата меди отлагается из раствора с температурой выше 108° . На серноколчеданных месторождениях Урала рудничная вода всегда содержит в том или ином количестве свободную серную кислоту, однако бонаттит встречен пока только в Гае.

Установлено, что образование бонаттита происходит в результате дегидратации халькантита, и нет необходимости для объяснения его генезиса привлекать специфические условия. Химикам давно известно о выветривании $CuSO_4 \cdot 5H_2O$ на воздухе при обычной температуре с образованием $CuSO_4 \cdot 3H_2O$ [12]. Закономерно ориентированные новообразования $CuSO_4 \cdot 3H_2O$ мы наблюдали на искусственно выращенном крупном кристалле халькантита, образованном гранями: m {110}, a {100}, t {110}, s {121} и p {111}. В жаркое летнее время макроскопически различимые зародыши $CuSO_4 \cdot 3H_2O$ появились на его гранях через несколько дней. Новообразования бонаттита, несмотря на тонкозернистое строение, имеют очертания прямоугольника с закругленными углами, вытянутого по оси c халькантита. Бонаттит обладает более высокой плотностью, чем халькантит (соответственно 2,66 и 2,28), поэтому на выделениях бонаттита отмечается структура усадки [4].

Дегидратация халькантита — топохимическая реакция [6], когда новая фаза — бонаттит возникает внутри старой — халькантита. Образование зародышей связано с преодолением некоторого энергетического барьера, а поэтому на поверхности кристалла халькантита выделения бонаттита распределены неравномерно и сконцентрированы близ поверхностных дефектов.

Халькантит обладает более высокой устойчивостью на воздухе по сравнению с мелангитом или пизанитом [2]. Свойство кристаллогидрата выветриваться или оставаться без изменения на воздухе определяется давлением паров воды в воздухе и давлением паров воды кристаллогидрата [10]. Для $CuSO_4 \cdot 5H_2O$ давление паров воды при $+20^{\circ}$ равно 5,1 мм рт. ст.

Таким образом, халькантит будет подвергаться дегидратации только в очень сухом воздухе, в котором парциальное давление паров воды менее указанного.

Наблюдения на Гайском месторождении показали, что в условиях засушливого лета Южного Урала халькантит может разлагаться с образованием бонаттита. Описываемая находка является первой на территории Советского Союза. Бонаттит легко растворяется в воде, а во влажном воздухе переходит снова в халькантит. Минерал плохо сохраняется и вследствие этого слабо изучен.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берг Л. Г. Введение в термографию. Изд-во АН СССР, 1961.
2. Вергушков Г. Н. Халькантит и пизанит из Красноуральска. — Зап. Всесоюз. минер. о-ва, ч. 70, вып. 1, 1941.
3. Винчелл А. И., Винчелл Г. Оптические свойства искусственных минералов. «Мир», 1967.
4. Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогенез минералов. «Наука», 1975.
5. Дэна Д. Д., Дэна С., Пэлач Ч., Берман Г., Фрондель К. Система минералогии, т. 2, полутом 1. ИЛ, 1953.
6. Жуховицкий А. А., Шварцман Л. А. Физическая химия. «Металлургия», 1968.
7. Иванова В. П., Касатов Б. К., Красавин Т. И., Розинова Е. Л. Термический анализ минералов и горных пород. Л., «Недра», 1974.

8. *Костов И.* Минералогия. «Мир», 1971.
9. *Курнаков И. С., Роде Б. Я.* О химической природе естественных гидратов окиси железа.— В кн.: Н. С. Курнаков. Собрание избранных работ, т. I. 1938.
10. *Неницеску К.* Общая химия. «Мир», 1968.
11. *Пшеничный Г. И.* Водорастворимые сульфаты Гайского месторождения.— В кн.: Геолого-минералогические особенности меднорудных месторождений Южного Урала. Уфа, Изд-во АН СССР, 1962.
12. *Рипан Р., Четяну Н.* Неорганическая химия, т. 2. «Мир», 1972.
13. *Хомяков К. Г.* Образование лабильных фаз при дегидратации кристаллогидратов.— ЖФХ, 1938, 11, вып. 6.
14. *Цветков А. И., Вальяшихина Е. П.* Материалы по термическому исследованию минералов, ч. 2.— Труды ИГН АН СССР, 1955, вып. 157.
15. *Garavelli C. L.* Bonattite un nuovo minerale di alterazione del Giacimento eibano di Capo Calamita.— Rend. Societa mineral. Ital. Anno XIII, 1957.
16. *Jambor I. L.* Second occurrence of bonattite.— Canad. Mineralogist, 1962, 7, pt 2.
17. X-ray diffraction data cards. XRDC, Philadelphia, 1950.

Г. П. БАРСАНОВ, М. Б. ЧИСТЯКОВА, М. Е. ЯКОВЛЕВА

ТЕРМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ХАЛЦЕДОНА

Халцедон — скрытокристаллическая тонковолокнистая разновидность кварца — обладает несколько отличными от него физическими свойствами, в числе которых отмечается иное поведение при нагревании. Для кварца при температуре около 573° характерен легко обратимый $\alpha \rightleftharpoons \beta$ переход, который на кривой ДТА выражается эндотермическим пиком. Четкость пика такова, что позволила А. И. Цветкову [1] разработать метод, с помощью которого можно определять процентное содержание кварца в горных породах. На термограммах халцедона эндотермический пик, соответствующий переходу в β -кварц, в одних случаях отсутствует, а в других выражен слабо и растянут.

Это явление Пельто (Pelto) [2] объясняет тем, что на границах соприкасающихся волокон халцедона возникают напряжения, вызываемые разной их ориентировкой, и нивелирующие проявление термоэффекта. При этом чем больше разница в ориентировке, тем сильнее напряжения и их маскирующее и сдвигающее действие на тепловой эффект. Тончайшее измельчение халцедона — до величины зерна, равного приблизительно размерам индивидуальных зерен минерала, приводит к появлению термического эффекта [2].

В термографической лаборатории ИГЕМ были получены дериватограммы 20 образцов халцедона из коллекций Минералогического музея им. А. Е. Ферсмана. Навески — от 1,135 до 3,000 г.

Исследованные образцы халцедона генетически связаны с эффузивными породами и лишь образец из Московской области — с окремненными известняками. Среди подобранных образцов присутствует халцедон, образующий самостоятельные выделения, халцедон, слагающий агат и частично кремень, а также разновидность халцедона — кварцит. Для сопоставления полученных результатов с микрокриптокристаллическим кварцем исследованы три образца последнего.

Характеристика изученного материала сведена в таблицу, а дериватограммы представлены на рис. 1. Ниже приводится анализ полученных данных.

В исследованных образцах халцедона потеря веса колеблется от 0,35 до 3,4%. По типу кривых ДТГ и ТГ, характеризующих динамику изменения веса, халцедоны можно разделить на две группы: с малой и большой потерей веса. Первая группа объединяет образцы с потерей веса, не превышающей 1%, третья часть или половина которой приходится на интервал от начала нагревания до $200\text{--}250^{\circ}$ (максимум колеблется в пределах $70\text{--}110^{\circ}$). Эта потеря хорошо фиксируется на кривой ДТГ. Остальная потеря происходит постепенно либо до 600° и более, либо никак не отражается на ДТГ, либо проявляется в виде очень слабого растянутого прогиба.

Во второй группе объединены халцедоны с потерей веса от 1 до 3,4%, на кривой ДТГ которых хорошо фиксируется прогиб в интервале от начала нагревания до 250° (отклонения до $200\text{--}300^{\circ}$; с максимумом от 75 до 125°). Но для халцедонов этой группы в отличие от первой характерна также потеря веса в интервале от $200\text{--}300$ до $625\text{--}750^{\circ}$

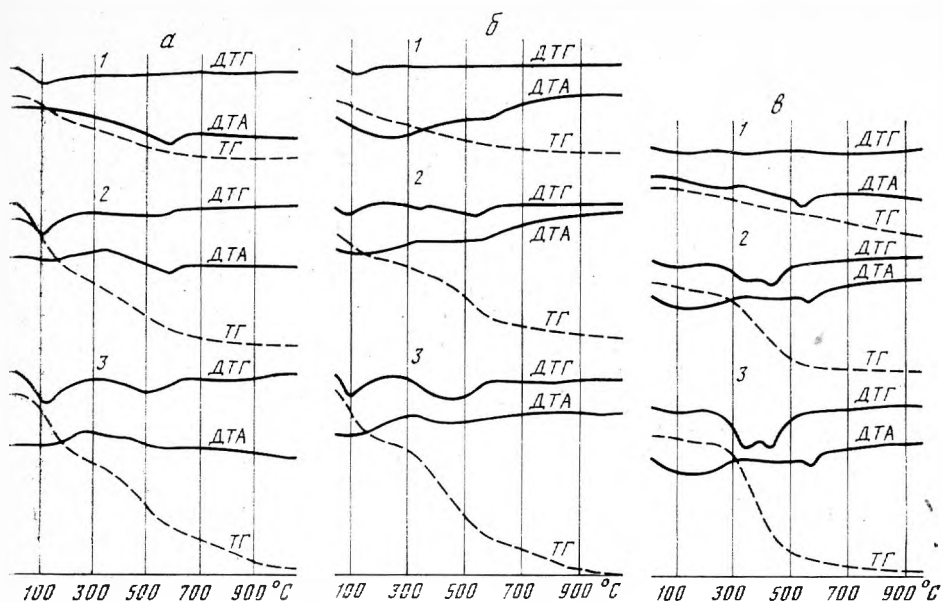


Рис. 1. Дериватограммы халцедона и кварца

а — белый непрозрачный халцедон: 1 — кахолонг, обр. 29034; навеска 3 г, потеря веса 0,35%; 2 — кахолонг, обр. 70189; навеска 3 г, потеря веса 0,74%; 3 — желтовато-белая оторочка кремня, обр. 45515; навеска 2 г, потеря веса 1,5% *б* — полупрозрачный халцедон: 1 — бледно-молочно-белый, обр. 34377; навеска 2 г, потеря веса 0,5%; 2 — бледно-сероватый, обр. 4; навеска 1 г, потеря веса 1,0%; 3 — бледно-буроватый, обр. 71270; навеска 1,5 г, потеря веса 2,1% *в* — кварц: 1 — микрокристаллический, обр. 35; навеска 2,9 г, потеря веса 0,3%; 2 — микрокристаллический, обр. 45061; навеска 2 г, потеря веса 0,83%; 3 — микрокристаллический, обр. 7; навеска 1,8 г, потеря веса 1,3%

(максимум 410—580°). Второй прогиб кривой ДТГ более растянут, чем первый. Меняется также конфигурация кривых ТГ. Они приобретают отчетливо выраженную ступенчатость с пологим наклоном от 650 до 1000°.

При выяснении особенностей двухступенчатой потери веса халцедоном второй группы установлено, что исследованные образцы в свою очередь можно подразделить на две группы. Для группы, которую составляет непросвечивающий халцедон белого цвета, одинаковая или очень близкая потеря веса на обеих ступенях. У второй группы потеря веса на второй ступени (200—750°) всегда больше, чем на первой (до 300°) и превышает первую в 1,3—4,5 раза. Эти халцедоны полупрозрачны или просвечивают в тонких сколах. Кроме описанных выше явлений, у всех исследованных халцедонов происходит потеря веса при еще более высоких значениях температуры (от 700 до 1000°) (исключение составляет обр. 29034 с самой низкой потерей веса — 0,35%). Высокотемпературную потерю веса отражает пологий наклон кривой ТГ, наибольшая величина ее составляет около 0,4%. Намечается прямая зависимость третьей высокотемпературной потери от общей потери веса.

Изложенный выше анализ поведения халцедона при нагревании вполне согласуется с существующим мнением, что в халцедоне имеются закрытые и открытые поры. Это ранее было установлено при исследовании халцедона под электронным микроскопом [4]; размеры пор колеблются от 1—2 до 0,1 мкм. Кроме того, с помощью электронного микроскопа также доказано [5], что в халцедоновом агате с губчато-пористой текстурой закрытые поры имеют форму, близкую к сферической; размеры их около 0,1—0,01 мкм в диаметре, количество — от 50

до 150 на 1 мкм; наблюдалось линейное расположение пор, возможно, соответствующее границам волокон.

Термографические исследования хальцедона показали, что при нагревании открытые поры теряют заполняющее их вещество в более узком температурном интервале, т. е. до 250°, а при закрытых порах, постепенно разгерметизирующихся, процесс потери веса растягивается до 600—700 и даже 750°. Четкая граница между этими интервалами на кривых ДТГ свидетельствует о резком разделении двух видов пор. Третий этап потери веса, протекающий при высоких значениях температуры, возможно, связан с разгерметизацией наиболее мелких пор, присутствующих в хальцедоне в подчиненном количестве и хорошо улавливаемых лишь при больших навесках исследуемого материала.

Как сказано выше, для сопоставления полученных дериватограмм хальцедона с кварцем были сняты три образца последнего, характеризующиеся микро- и макрокриптокристаллической зернистостью. Исследованные образцы отнесены к кварцу на основании характерных для него интенсивностей отражения (110, 102 и 111) на дифрактограммах [6]. Общая потеря веса их составляет от 0,30 до 1,3%. При небольшой потере веса (обр. 35—0,3%) кривая ТГ имеет главный наклон от начала нагревания до 1000°. Она отличается от кривой хальцедона с такой же потерей (обр. 29034—0,35%) тем, что не имеет ступенчатости до 600°, характерной для хальцедона. Кроме того, кривая ДТГ кварца не имеет прогибов.

При более значительной потере веса (0,83, 1,3%) кривые ДТГ и ТГ кварца еще резче отличаются от кривых хальцедона с аналогичной потерей. Дериватограммы кварца свидетельствуют об очень слабо развитой открытой пористости и о присутствии двух совершенно обособленных этапов потери веса: один наблюдается в интервале 200—400° с максимумом при 350—360°, другой — в интервале 400—700° с максимумом при 535—550°. Четко выраженные на ДТГ два этапа потери веса кварца сливаются в одну крутую ступень на кривой ТГ в интервале 300—500°. Кроме того, у кварца отсутствует высокотемпературная потеря веса, наблюдаемая у хальцедона.

Из изложенного следует, что потеря веса при нагревании хальцедона и тонкозернистого кварца, который часто отождествляется с хальцедоном, протекает по-разному.

Наконец, на исследованных образцах хальцедона хорошо прослеживается связь интенсивности реакции превращения его в β -модификацию с величиной потери веса.

При потере веса до 0,7% эндотермический эффект перехода хальцедона в высокотемпературную β -модификацию выражен так же, как у микрокристаллического кварца. Последний, как уже известно [7], в отличие от обычного кварца, не дает резко выраженного эндотермического эффекта, и на кривой ДТА наблюдается широкий плавно растянутый прогиб, иногда трудно различимый. Температура инверсии не зависит от размера кристаллов при величине их более 0,05 мкм [7]. Температура максимума инверсионного пика исследованных образцов хальцедона колеблется от 574 до 584°. У хальцедона с потерей веса от 1 до 1,2% наблюдается еще большее выполаживание кривой, и иногда переход в β -модификацию на ней трудно различим. При потере веса от 1,6 до 3,4% инверсионный переход хальцедона на кривой не фиксируется.

Как считают М. Л. Кейт и О. Ф. Туттл [3], отсутствие термического эффекта в поликристаллическом теле следует объяснять тем, что во время нагревания возникает дифференциальное одностороннее давление (стресс) в отдельных кристаллах нераздробленного материала, который представляет собой мозаику из мелких различно ориентированных зерен. Такого рода дифференциальный стресс вызывает, по-видимому, возрастание температуры превращения некоторых инди-

видуальных кристаллических частиц, что приводит к растягиванию термического эффекта на значительный интервал температур.

Наши исследования позволяют предположить, что дифференциальное одностороннее давление вызывается увеличением давления при нагревании в закрытых порах за счет расширения газов и воды, заполняющих их. При инверсии кварца, сопровождаемой изменением его объема, происходит также вскрытие большого количества закрытых пор и освобождение их от содержимого. При большом количестве газов и воды во включениях их вскрытие сопровождается сглаживанием инверсионного эффекта. При низком содержании закрытых пор дополнительного увеличения давления за счет расширения вещества, заключенного в порах, не возникает, и инверсия халцедона в β -модификацию проявляется достаточно четко. Что же касается микрокристаллического кварца, то в нем основная масса закрытых пор освобождается от «наполнителя» до 500° и поэтому не оказывает влияния на инверсионный переход в β -модификацию, который проявляется четко.

Таким образом, мы не прослеживаем связи инверсионного эффекта со степенью измельчения материала. Вероятно, наблюдаемая М. Л. Кейтом и О. Ф. Туттлом [3] зависимость между интенсивностью инверсионного эффекта и степенью измельчения материала объясняется тем, что при более тонком истирании пробы происходит разрушение закрытых пор.

На вопрос о том, чем заполнены поры в халцедоне, в литературе нет однозначного ответа. Одни исследователи считают, что их заполняет вода [4, 8, 9], которая, по данным Е. В. Искуль [10], при нагревании халцедона выделяется из него постепенно, начиная с 50° , а при $350\text{--}400^\circ$ выделение идет в 4—6 раз быстрее, чем при низких температурах. Считается также [11], что вода в халцедоне не кристаллизационная, а удерживается капиллярными и адсорбционными силами; значительная часть ее теряется при высушивании халцедона при комнатной температуре или при нагревании до температуры около 100° . Эта вода находится в микроскопических или субмикроскопических открытых, связанных между собой каналах или между волокнами. Вода может также находиться в закрытых порах, тогда она выделяется при температуре порядка $350\text{--}800^\circ$. Вместе с ней выделяется вода, связанная в виде группы (ОН), входящая в структуру халцедона и замещающая кислород в тетраэдрах SiO_4 , расположенных в деформированных и неупорядоченных участках между соседними смыкающимися волокнами. Присутствие в халцедоне небольшого количества молекулярной (цеолитной) воды доказано методом инфракрасной спектроскопии [12].

И. В. Хворова и А. Л. Дмитрик [13] допускают, что многие мельчайшие (0,05 мкм и менее) сферические образования (пузырьки) в халцедоне содержат газы, что, по их мнению, доказывается обилием в некоторых образцах таких пузырьков при очень низком 0,4—0,5% содержании воды.

Для выяснения этого вопроса было произведено определение величины прокала и содержания воды в 15 образцах халцедона и двух образцах микрокристаллического кварца. Оба определения производились из одной и той же усредненной пробы.

Если пренебречь потерей газов, происходящей при растирании материала во время подготовки его к анализу, а также присутствием органического вещества в нем, то разницу от вычитания воды из прокала можно принять за содержание газовой фазы в исследуемых образцах. Из полученных таким образом данных, отражающих содержание воды и газа в халцедоне и кварце (см. таблицу) видно, что содержание воды достигает 1,71%, а газа — 2,3%, при этом имеются халцедоны, у которых поры заполнены только водой или только газом, однако преобладают халцедоны, в которых присутствуют и вода и газ. Мы не распола-

Характеристика исследованных образцов

Образец	Название	Месторождение	Характеристика макро- скопическая	Потеря веса, ТГ	Потеря прокала		Интервалы потери веса (ДТГ, °С)		Отношение потери веса 2 : 1 (ТГ)	Температура инверсии (максимум)
					газ	H ₂ O	1	2		
63966	Халцедоновый агат	Крым, Карадаг	Полупрозрачный, бледно-розовый	0,4	0,42	Не обн.	до 200	до 1000 полого	2	579
34377	Халцедон	Армения	Просвечивает, бледно-молочно-белый	0,5	Не обн.	0,46	до 200	до 650	1,3	581
2	Халцедоновый агат	Кавказ	Просвечивает, молочно-белый	0,7	—	—	до 200	до 610	2	ок. 580
4	Халцедон	Забайкалье	Полупрозрачный, бледно-сероватый	1,0	—	—	до 200	до 625	2	Слабо пере- гибается
3391	Халцедон	Исландия	Просвечивает, молочно-белый	1,2—1,3	0,49	0,68	до 225	до 700—750	3—4,5	ок. 580
45515а	Халцедоновый крем- мень	Кавказ	Просвечивает, бурый	1,06	0,48	0,76	до 250	до 700	3,7	Слабо растя- нут
6	Халцедон	Забайкалье, р. Зея	Полупрозрачен, бледно-сероватый	1,2	0,55	0,62	до 250	до 700	ок. 3	ок. 574
3435	Халцедон	о-в. Цейлон	Полупрозрачный, бледно-сероватый	1,6	0,35	1,06	до 250	до 700	2	Нет
17841	Халцедон	Фарерские острова	Полупрозрачный, бледно-сероватый	1,6	Не обн.	1,71	до 250	до 625	2,3	»
41995	Халцедон	Урал, Гумбейка	Полупрозрачный светло-буроватый	1,9	0,26	1,38	до 250	до 650	2,5	»
71270	Халцедон	Московская обл., Ступино	Полупрозрачный, светло-буроватый	1,9—2,1	1,18	0,68	до 250	до 600—650	1,6—2	»
3385	Халцедон	Исландия	Полупрозрачный, бледно-желтоватый	3,4	2,31	1,09	до 250	до 625	2,7	»
29034	Халцедоновый ка- холонг	Нерчинский округ	Не просвечивает, белый	0,35	0,04	0,24	до 250	до 800 полого	1	584
70190	Халцедоновый ка- холонг	Армения	Не просвечивает, белый	0,47	0,62	Не обн.	до 260	до 650	1	577
39029	Халцедоновый ка- холонг	Северный Кавказ	Не просвечивает, белый	0,54	0,46	0,26	до 250	до 625	1	577
70189	Халцедоновый ка- холонг	Армения	Не просвечивает, белый	0,74	0,41	0,23	до 250	до 600	1	580

45515	Халцедоновый кремль (корка)	Кавказ	Не просвечивает, желтоват-белый	1,5	0,67	1,44	до 300	до 700	1	Слабо, ок. 575
73515	Кварцин	Московская обл., Ступино	Просвечивает, светло-молочно-белый	1,38	—	—	до 250	до 670	2,8	Слабо, перегибается 554
35	Кварц тонкозернистый	Забайкалье, Адуно-Чолон	Непрозрачный, белый	0,3	—	—	полого до 1000			
45061	Кварц микрокристаллический	Кольский полуостров	Непрозрачный, белый	0,83	0,13	0,38	до 200; до 410; до 600			571
7	Кварцевый каолинг	Казахстан	Непрозрачный, белый	1,3	0,21	1,02	до 200; до 400; до 600			577

гаем данными о том, заполнены ли поры последних газовой-водной смесью или присутствуют раздельно поры с газом и водой.

Среди исследованных халцедонов с порами, заполненными газом и водой, чаще встречаются такие, у которых воды по весу в 1,1—6 раз больше газа, но присутствуют также и образцы, у которых вес газа почти вдвое больше, чем воды.

Сопоставление весового количества газа и воды с прозрачностью халцедона позволило установить следующее: 1) в полупрозрачном бледно-розовом и непрозрачном белом халцедонах отсутствует вода и содержится примерно равное количество газа—0,42 и 0,62% (обр. 63966 и 70190); 2) в полупрозрачном почти бесцветном и просвечивающем молочно-белом халцедонах не обнаружен газ, содержание воды соответственно 1,71% и 0,46% (обр. 34377 и 17841); 3) в бледно-желтоватом полупрозрачном халцедоне содержание газа превышает содержание воды в 2,1 раза (обр. 3385), в белом непрозрачном — в 1,8 раза (обр. 70189) при пятикратном преобладании суммы газа и воды в первом по сравнению со вторым; 4) в полупрозрачном бледно-сероватом (обр. 3435) и светло-буроватом халцедонах (обр. 41995) содержание воды в 3—5,3 раза больше, чем газа, как и в непрозрачном белом криптокристаллическом кварце воды больше газа в 3—5 раз при суммарном преобладании воды и газа в полупрозрачном халцедоне по сравнению с непрозрачным кварцем.

Все приведенные сопоставления свидетельствуют об отсутствии связи между прозрачностью халцедона и весовым содержанием в нем воды и газа, заполняющих поры. По-видимому, прозрачность и просвечиваемость халцедона не зависят от того, заполнены в нем поры водой, газом или тем и другим, а зависят от размеров закрытых пор, количества их и равномерности распределения. При исследовании стекла было показано, что наиболее сильное помутнение его связано с бесчисленными мельчайшими газовыми пузырьками, при этом наибольшая дифракция возникает в том случае, когда размеры включений немногим больше длины волны красного света, т. е. по диаметру равна 1 или 2 мкм [14].

По аналогии со стеклом связать белый цвет с размером закрытых пор и их равномерным распределением мы можем только для молочно-белого халцедона, просвечивающего в тонких краях. Однако мы не располагаем данными, какой оптимальной величины должны быть эти поры. Нам известно только, что у них (обр. 34377, 3191 и 2) потеря веса, связанная с закрытыми порами, превышает потерю веса для открытых пор. К непрозрачным белым халцедонам — каолингам с одинаковой потерей веса при открытых и закрытых порах приведенное выше объяснение

риала, тогда как молочный цвет у просвечивающего халцедона вызывается закрытыми порами оптимального размера и количества. Состав вещества, заполняющего поры, не оказывает влияния на белый цвет и прозрачность.

5. Поры в халцедоне бывают заполнены только газом, только водой, но чаще и водой и газом.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Цветков А. И.* О количественном определении кварца в горных породах методом термического анализа.— Докл. АН СССР, 1952, 37, № 1.
2. *Pelto C. R.* A study of chalcedony.— Amer. J. Sci., 1956, 254, N 1.
3. *Кейт М. Л., Туттл О. Ф.* Значение вариаций точки превращения кварца.— В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. ИЛ, 1954.
4. *Folk R. L., Weaver C. E.* A study of the texture and composition chert.— Amer. J. Sci., 1952, 250, N 7.
5. *Monroe E. A.* Electron optical observations of fine-grained silica minerals.— Amer. Mineralogist, 1964, 49, N 3/4.
6. *Яковлева М. А., Свешникова О. Л., Бут Т. С.* О рентгеновской диагностике кварца и халцедона.— В кн.: Новые данные о минералах СССР, 1976, вып. 26.
7. *Smykatz-Kloss W.* Das Hoch-Tief-Umwandlungsverhalten mikrokrystalliner Quarze.— Contribs Mineral. and Petrol., 1972, 36, N 1.
8. *Midgley H. G.* Chalcedony and flint.— Geol. Mag., 1951, 88, N 3.
9. *Weyton J. H., Williamson W. O.* Some physical properties of raw and calcined flint.— Mineral. Mag., 1951, 29, N 213.
10. *Искуль Е. В.* Сравнительное изучение грузинских агатов и карельских халцедонов. Изд. Центр. н.-и. лабор. Гостреста «Русские самоцветы», 1937.
11. *Дэна Дж., Дэна Э. С., Фрондель К.* Система минералогии. «Мир», 1966.
12. *Плюснина И. И.* Исследование скрытокристаллических разновидностей кремнезема методом ИК-спектроскопии.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 9.
13. *Хворова И. В., Дмитрик А. Л.* Электронно-микроскопическое изучение кремнистых пород и вопросы их постседиментационного формирования.— Литоология и полезные ископ. 1963, № 1.
14. *Эйтель В.* Физическая система силикатов. ИЛ, 1962.

Л. Д. БЕЛИМЕНКО, Е. И. ШЕМАНИНА, М. И. САМОЙЛОВИЧ

СРАВНИТЕЛЬНОЕ ЭЛЕКТРОННО-МИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПРИРОДНЫХ АЛМАЗОВ УРАЛА И ЯКУТИИ

Проведены электронно-микроскопические исследования на просвет алмазов кимберлитовых трубок Якутии Мир, Айхал и россыпных месторождений Урала (табл. 1). Целью настоящей работы было изучение некоторых физических особенностей отдельных разновидностей и уральских алмазов в целом в сравнении с якутскими. В процессе исследования установлено, что все образцы алмаза имеют дефекты, близ-

Таблица 1
Характеристика образцов

Образец	Габитус	Цвет
Уральские алмазы:		
941	Додекаэдр	Бесцветный
942	»	»
947	»	»
952	»	»
851	»	Слабо золотисто-желтый
891	»	»
886	»	Слабо коричневатого-дымчатый
895	»	Коричневатого-дымчатый
950	»	»
953	»	»
636	»	»
620	Додекаэдр искаженный	Бесцветный
622	Плоскогранный октаэдр	»
624	»	Слабо коричнево-дымчатый
625	»	Бесцветный
627	»	»
628	Сросток двух плоскогранных октаэдров	»
603	Сильно измененные кристаллы	Медово-желтый
607	Псевдо-кубического габитуса	»
609		»
Якутские алмазы:		
530	Плоскогранный октаэдр	Бесцветный
537	»	»
108	»	Фиолетовый
167	»	»
2-66	»	Коричнево-дымчатый
3-66	»	»
1048	»	Слабо коричнево-дымчатый
13-1	Куб	Серый
227	Октаэдр	Ярко-желтый (зональный)
229	Куб	»

кие или аналогичные описанным в ряде работ [1—6]. Там же приведены методические особенности электронно-микроскопического изучения алмазов на просвет.

В реальных кристаллах могут наблюдаться различные несовершенства: точечные, линейные и поверхностные дефекты, которые локально нарушают правильное расположение атомов. Рассмотрим подробнее некоторые характерные для алмазов несовершенства. Дефект упаковки (поверхностный дефект) — это локальная область в кристалле, в которой правильная последовательность укладки слоев нарушена. Дефект упаковки может наблюдаться только в плоскостях с трехслойной упаковкой слоев типа ABC, ABC, ABC, \dots . Рассчитав величину интенсивности дифрагированной волны на дефекте упаковки, можно получить следующее выражение:

$$I(s, t) = \frac{1}{\pi^2 s^2} \{1 - \cos(\alpha + \pi st) \cos \pi st + \cos 2\pi sn [\cos(\alpha + \pi st) - \cos \pi st]\},$$

где $2n = t_1 - t_2$, t_1 и t_2 — расстояние от поверхности образца до плоскости дефекта, а $t = t_1 + t_2$ — толщина участка образца, $\alpha = 2\pi \vec{n} \cdot R(\vec{r}_j)$. Являясь функцией толщины образца и глубины залегания, контраст на изображении дефекта упаковки выявится в виде ряда параллельных контуров [7].

Из числа исследованных кристаллов подобные дефекты были обнаружены лишь в нескольких образцах уральских алмазов и не были замечены ни в одном из кристаллов Якутии¹.

Рассмотренные образцы характеризуются высокой плотностью дислокаций. Причем в уральских алмазах чаще встречаются единичные дислокации. На рис. 1 можно увидеть в виде сплошной темной линии дислокацию, параллельную плоскости наблюдения. По мере приближения к краю кристалла дислокация несколько меняет свое направление и наклоняется к исследуемой поверхности, в результате чего она проявляется уже в виде пунктирной линии (стрелкой показано направление к краю кристалла). На рис. 2 дан пример дислокационной структуры образца якутского алмаза (плоскогранный октаэдр, № 3-66, см. табл. 2). При сравнении рисунков отмечается значительное отличие: исследованный кристалл практически полностью насыщен дислокациями с плотностью порядка 10^6 см^{-2} . Наблюдение дислокаций в данных случаях основано на дифракционном контрасте, в зависимости от конкретных условий отражения их изображения могут быть различны. В каждом случае надо рассматривать взаимное расположение векторов \vec{b} и \vec{g} , где \vec{b} — вектор Бюргера дислокации, \vec{g} — вектор нормали к отражающим плоскостям. Если $\vec{g} \cdot \vec{b} = 0$, то дислокация невидима, во всех остальных случаях — $\vec{g} \cdot \vec{b} \neq 0$ [8].

При изучении вакансий и дефектов внедрения большой интерес представляют дислокационные линии в форме петель. Петли, полученные конденсацией вакансий, образовывались, по-видимому, в процессе охлаждения. Алмазы росли из раствора в расплаве в условиях высокой температуры и давления. Вероятно, после некоторого периода в процессе роста вследствие подъема магмы температура резко падала. В результате уменьшения температуры возникало пересыщение вакансий, и они конденсировались в диски.

В гранцентрированных кубических кристаллах образование дислокационных петель происходит обычно на плоскостях (111). Когда диски захлопываются, получаются кольцевые дефекты, контраст на

¹ Дефекты упаковки были ранее описаны [4] для якутских алмазов V разновидности. Таких кристаллов среди изученных в настоящей работе якутских алмазов не было.

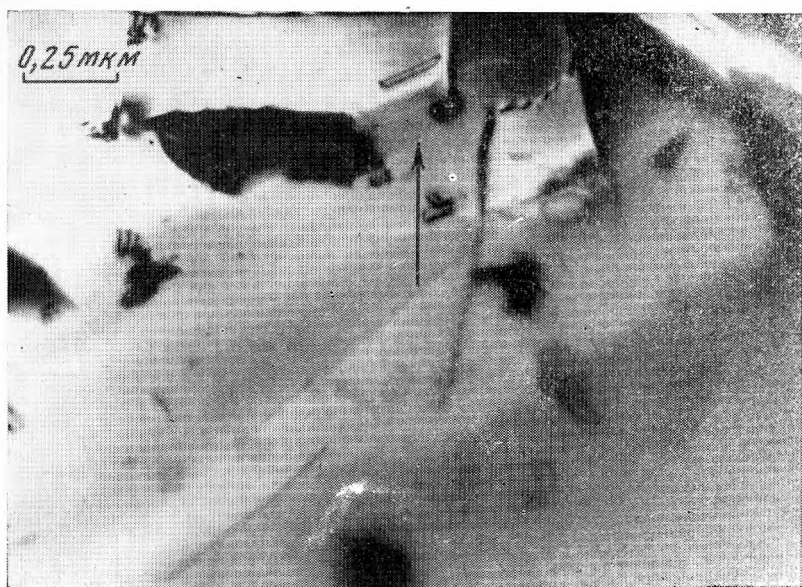


Рис. 1. Единичные дислокации в уральских алмазах

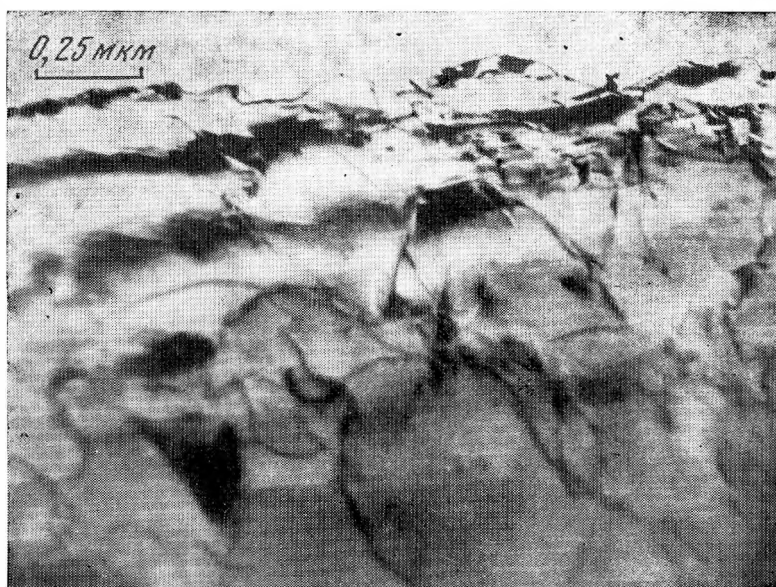


Рис. 2. Дислокационная структура якутских алмазов

которых зависит от направления и величины вектора Бюргерса [9]. Наиболее вероятные векторы Бюргерса в гранцентрированной кубической структуре представляют векторы типа $\frac{a}{2} [110]$ и $a [001]$. Энергия дислокации пропорциональна квадрату абсолютной величины ее вектора Бюргерса (b^2), а именно [7]: $E = \alpha G b^2$, где G — модуль сдвига, $\alpha \approx 0,5 - 1,0$; b — вектор Бюргерса, а энергия дислокации с вектором $\frac{a}{2}$

Таблица 2
Наблюдаемые дефекты

Морфологические особенности кристаллов алмаза	Образец	Плейтелиты	Петли мелкие круглые	Петли узкие, продолговатые	Петли с дефектной упаковкой	Дефекты упаковки	Дислокации	
Уральские алмазы								
Додекаэдронды	941	+	+	—	—	—	+	
	942	+	+	+	+	—	+	
	947	+	+	+	+	+	+	
	952	+	+	+	+	—	—	
	851	++	+	—	+	—	+	
	891	—	—	+	+	—	+	
	886	—	—	+	+	+	+	
	895	+	+	+	+	+	+	
	950	+	+	+	+	+	+	
	953	+	+	+	+	—	—	
	636	++	+	—	—	—	—	
	620	—	—	+	+	—	+	
	Плоскогранные октаэдры	622	—	—	—	—	—	+
		624	—	—	—	—	+	+
625		++	+	—	—	—	+	
627		—	—	+	+	—	—	
628		+	+	—	—	—	+	
Медово-желтые искажения кристаллов	603	—	—	—	—	—	+	
	607	—	—	—	—	—	—	
	609	—	—	—	—	—	+	
Якутские алмазы								
Плоскогранные октаэдры	530	+	+	—	—	—	—	
	537	+	+	—	—	—	—	
	108	+	+	—	—	—	—	
	167	+	+	—	—	—	—	
	2-66	+	+	—	—	—	—	
	3-66	++	+	—	—	—	+	
	1048	—	—	—	—	—	—	
Кубический габитус и зональная окраска	13-1	—	—	—	—	—	—	
	227	—	—	—	—	—	—	
	229	—	—	—	—	—	—	

[110]. Поэтому дислокация с вектором a [001] энергетически гораздо менее вероятны, и они действительно не наблюдаются.

Таким образом, наблюдаемые петли лежат в плоскости (111) и вытянуты в направлении $\langle 110 \rangle$. С подобным видом дефектов связаны дефекты упаковки, которые могут образовываться внутри петель [10] (рис. 3, А). Если дефект упаковки оканчивается внутри кристалла, то граница, лежащая в плоскости дефекта и отделяющая в кристалле область дефекта и совершенной решетки, представляет частичную дислокацию. В гранцентрированных кубических кристаллах можно выделить два основных вида частичных дислокаций, а именно: частичную дислокацию Шокли, связанную со скольжением, и частичную дислокацию Франка. Эти дислокации предполагают такое расположение атомов, при котором дефект упаковки оканчивается внутри кристалла. Образование частичной дислокации Шокли можно сравнить с образованием краевой дислокации в простой кубической решетке. Частичные дислокации Франка образуются при вставлении или удалении одного плотноупакованного слоя атомов. Граница между дефектом и совершенным кристаллом представляет частичную дислокацию. Ее вектор Бюргера перпендикулярен плоскости дефекта (111), а величина его равна $b = a/3$ [111]. Частичная дислокация Франка представляет собой краевую дислокацию, но так как ее вектор Бюргера не лежит в плотноупакованной плоскости, она не может передвигаться (сидячая дислокация). Под действием напряжения консервативное

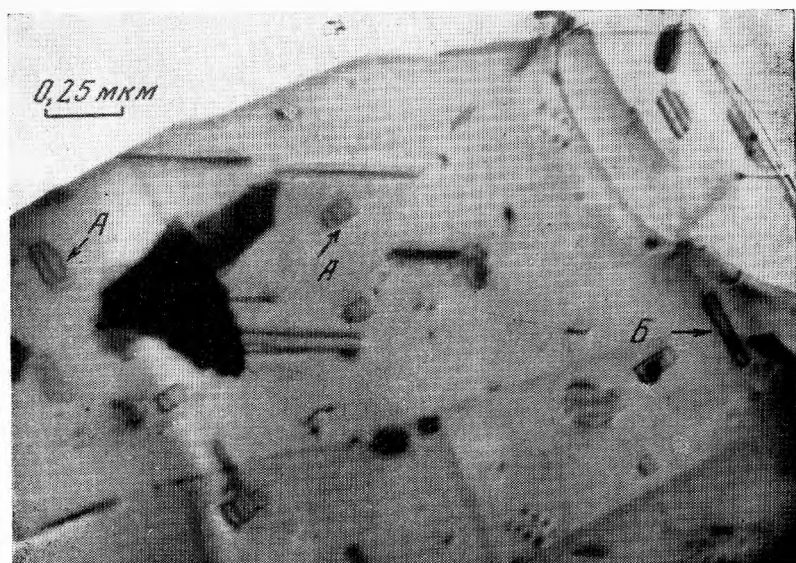


Рис. 3. Петли с дефектами упаковки

движение невозможно, однако она может двигаться путем переползания.

Замкнутая дислокационная петля, представляющая частичную дислокацию Франка, может образовываться при захлопывании диска вакансий. Внутри петли Франка имеется дефект упаковки. В большинстве случаев не наблюдается контраста, характерного для дефекта упаковки. Очевидно, дефект упаковки исчезает в результате определенной дислокационной реакции. Частичная дислокация образуется внутри петли, затем она распространяется на всю петлю, уничтожая дефект. Вне петли она реагирует с частичной дислокацией Франка, что приводит к образованию полной дислокации скольжения согласно реакции типа

$$\frac{a}{b} [11\bar{2}] + \frac{a}{3} [111] \rightarrow \frac{a}{2} [110].$$

Это механизм реакции, предположенный Кульманом — Вильсдорфом для вакансионных петель в гранецентрированных кубических металлах с высокой энергией дефекта упаковки [10].

Второй тип аналогичных дефектов часто наблюдается в алмазах в виде длинной узкой петли. Эти петли не показывают контраста дефекта упаковки. Они могут разбиваться на более мелкие петли (рис 3, Б). Расщепление крупных узких петель на ряд мелких отмечено в цинке [10]. Оно обусловлено образованием препятствий на петлевой дислокации и дислокационной трубчатой диффузией.

Таким образом, в природных алмазах наблюдались петли двух типов: мелкие круглые (в поперечнике до 3000 Å) — в уральских и якутских алмазах и продолговатые узкие (длиной до 10 000 Å) — только в уральских алмазах. В исследованных образцах отмечено самое различное расположение петель: 1) параллельно наблюдаемой плоскости, в связи с чем контраст на них однороден (рис. 4); 2) наклонено более круто к плоскости изображения, контраст вдоль их коротких сторон мал (рис. 5, А); 3) перпендикулярные плоскости изображения (видна лишь одна сторона петли) (рис. 5, Б).

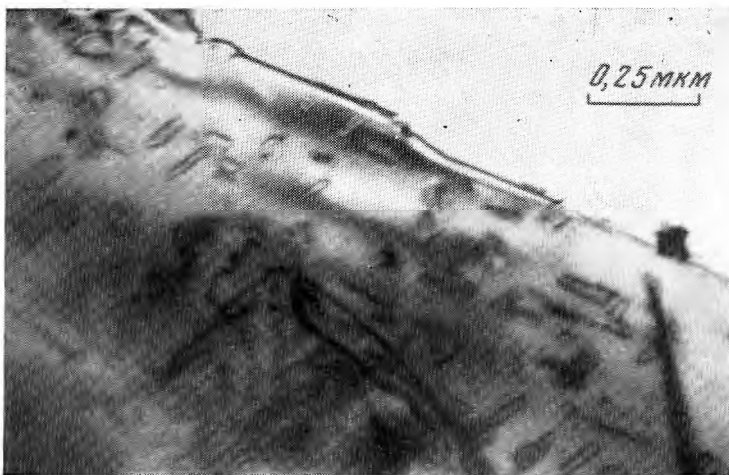


Рис. 4. Петли, нормальные плоскости изображения

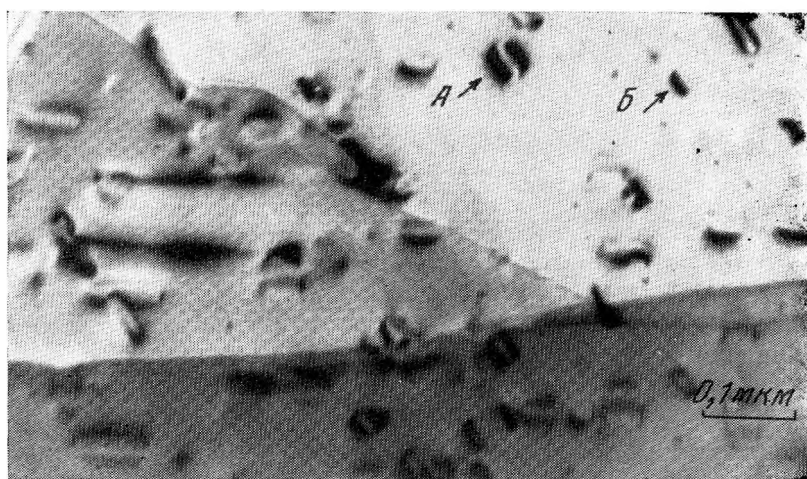


Рис. 5. Петли, круто наклоненные к плоскости изображения

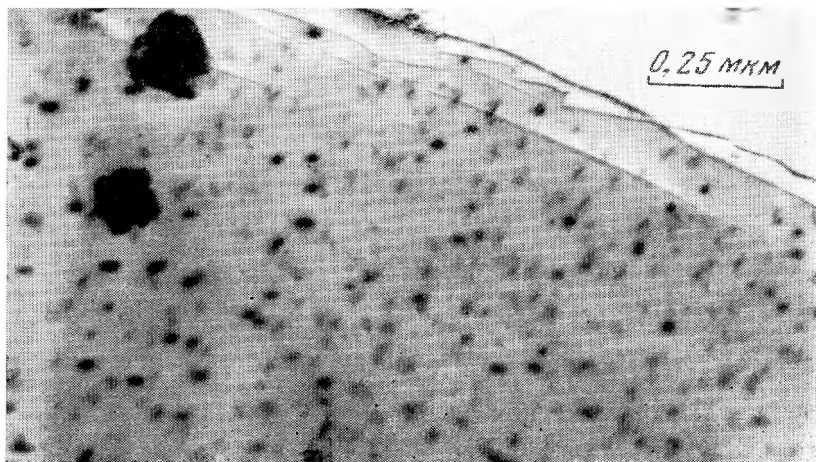


Рис. 6. Пластинчатые сегрегации азота на гранях (100) алмазов Урала

Пластинчатые сегрегации азота на гранях (100) наблюдались лишь в четырех из тридцати образцов Урала и Якутии (рис. 6); размеры их порядка (100—500) Å. Следует, однако, отметить, что наблюдение плейтелитс обычно затруднено тем, что алмазы раскалываются преимущественно по плоскостям типа (111), т. е. перпендикулярно поверхности азотных сегрегаций. Опыт показывает, что практически во всех алмазах, имеющих дискообразные петли круглого типа, можно наблюдать плейтелитс при ориентировании образцов с применением гониометрической приставки. В ранее проведенных исследованиях для ряда образцов эта закономерность не нарушалась, поэтому можно считать, что дефекты типа плейтелитс есть везде, где присутствуют мелкие округлые петли (в табл. 2 образцы, где наблюдались плейтелитс, отмечены двумя плюсами).

Изученные алмазы по комплексу признаков и свойств можно разделить на две основные группы.

1. Бесцветные, а также слабо окрашенные золотисто-желтые кристаллы, преимущественно октаэдрического габитуса. Алмазы этой группы представлены наиболее совершенными, чистыми кристаллами. По классификации Ю. Л. Орлова [11] это алмазы I разновидности. К ним следует отнести также и алмазы коричневато-дымчатой и фиолетовой окраски (от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусу).

2. Интенсивно окрашенные желтые, желто-зеленые и серые кристаллы переходного (от октаэдрического к ромбододекаэдрическому) и кубического габитуса (IV разновидности). В эту смешанную группу, очевидно, попадают алмазы II, III и IV разновидностей по классификации Ю. Л. Орлова.

Предполагается, что условия кристаллизации для каждой из выделенных групп различны. Если алмазы первой группы относятся к основной фазе кристаллизации, то алмазы, объединенные во вторую, связаны с более поздними генерациями². Для алмазов этой группы характерны быстрый рост и захват большого количества примесей, что способствовало развитию «граней» куба вплоть до образования кристаллов кубического габитуса. Появление кристаллов с оболочкой свидетельствует о существенном изменении термодинамических условий кристаллизации, в которых также происходит кратковременная кристаллизация поликристаллических сростков.

Уральские алмазы [12] можно классифицировать по внешней морфологии следующим образом: додекаэдрониды, октаэдрониды, кристаллы комбинационной формы (присутствие плоских октаэдрических граней и кривогранных поверхностей), плоскогранные ламинарные октаэдры, кристаллы кубического габитуса (в том числе кристаллы сильно искаженной формы псевдокубического габитуса с гранями октаэдра и поверхностями додекаэдрониды). В уральских россыпях явно преобладают додекаэдрониды (80—90%). Остальные типы кристаллов алмаза встречаются редко: плоскогранные октаэдры — в количестве 1—3%; кристаллы кубического габитуса — в виде единичных находок; алмазы с оболочкой и поликристаллические сростки в россыпях Урала отсутствуют.

Таким образом, в противоположность якутским месторождениям среди уральских алмазов практически отсутствуют кристаллы, относящиеся к поздним фазам кристаллизации (т. е. алмазы II, III и IV разновидностей). Относительно зональных алмазов и поликристаллических сростков можно предположить, что они не уцелели из-за хрупкости при длительной и сложной миграции от первоисточников в третичные и четвертичные россыпи. Но кристаллы кубического облика должны были бы

² Для алмазов в «оболочке» только внешние слои роста, образующие «оболочку», следует относить к поздним стадиям кристаллизации.

сохраниться. Поэтому можно предполагать, что для уральских алмазов имела место преимущественно основная фаза кристаллизации. Заключительные стадии кристаллизации были сравнительно непродолжительными. Они представлены в незначительном количестве медово-желтыми и серыми кристаллами кубического облика, часто очень искаженной формы. Результаты электронно-микроскопического исследования приведены в табл. 2.

Анализ полученных данных (табл. 1, 2) позволяет сделать следующие выводы.

1. Уральские алмазы в целом отличаются от якутских алмазов повышенной концентрацией дислокаций и дефектов упаковки.

2. В алмазах присутствуют дискообразные скопления вакансий в виде петель двух типов: мелких круглых и узких продолговатых. Большинство уральских алмазов обнаруживают оба типа петель, а в якутских наблюдаются преимущественно круглые³.

3. Кристаллы уральских образцов октаэдрической формы отличаются от додекаэдрондов отсутствием дефектов в виде продолговатых петель. В то же время уральские октаэдры по этому признаку близки якутским октаэдрическим кристаллам. Следует отметить, что и по другим свойствам (фотолюминесценция, степень совершенства кристаллической решетки и т. д.) уральские октаэдры аналогичны октаэдрам алмазов из кимберлитовых трубок Якутии.

4. Уральские медово-желтые алмазы искаженной псевдокубической формы не обнаруживают указанных дефектов и в этом смысле близки к якутским алмазам, отнесенным нами ко второй группе (заключительные стадии кристаллизации). Медово-желтые кристаллы, встречающиеся на Урале редко, отличаются специфическим спектром фотолюминесценции — отсутствие голубой составляющей и наличие желтой составляющей с головной линией 5107 Å. Они полностью тождественны аналогичным алмазам из кимберлитовых трубок Якутии, по классификации Ю. Л. Орлова относятся ко II разновидности [11]. Медово-желтые алмазы из уральских россыпей, по-видимому, имеют общий первоисточник с мелкими уральскими алмазами октаэдрической формы.

5. Изредка встречающиеся на Урале мелкие плоскогранные ламинарные октаэдры выделяются в особый тип кристаллов. Для них характерны: небольшой размер, весьма слабая (сравнительно с уральскими округлыми алмазами) интенсивность фотолюминесценции, высокое содержание кристаллов с желто-зеленым цветом фотолюминесценции [12, 13]. Для этих алмазов можно предположить самостоятельный тип первоисточников.

6. Отсутствие в алмазах из кимберлитовых трубок Якутии и в некоторых уральских октаэдрах дефектов в виде продолговатых петель, которые в отличие от круглых являются менее равновесным типом конденсата вакансий, свидетельствует о продолжительном времени нахождения таких кристаллов при высоких температурах в послеростовой период. Эту особенность можно объяснить, предположив существование в ряде случаев заключительной фазы кристаллизации, которая, по всей вероятности, могла осуществляться в определенных условиях и, в частности, либо в промежуточном очаге в условиях пониженных температур и давлений, либо в процессе медленного подъема магмы.

7. Для основной массы уральских алмазов (додекаэдрондов) процесс подъема магмы был сравнительно ускоренным, а следовательно, можно предполагать, что заключительная фаза кристаллизации при этом либо отсутствовала, либо была непродолжительной во времени.

³ Преимущественно, поскольку в якутских алмазах из других серий такие петли встречаются изредка.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бутузов В. П., Литвин Л. Т., Подольских Л. Д., Самойлович М. И.* К вопросу о генезисе алмазов.— Докл. АН СССР, 1974, 215, № 5.
2. *Солодова Ю. П., Коток А. Д., Кулаков В. М., Литвин Л. Т., Подольских Л. Д., Самойлович М. И.* Типоморфные особенности одной из разновидностей кристаллов алмаза.— Новые данные о минералах СССР, 1974, вып. 23.
3. *Литвин Л. Т., Подольских Л. Д., Солодова Ю. П., Бутузов В. П., Самойлович М. И.* Электронно-микроскопическое и рентгенофотографическое исследование природных алмазов II разновидности.— В кн.: Алмазы и сверхтвердые материалы, вып. 6, 1974.
4. *Солодова Ю. П., Подольских Л. Д., Литвин Л. Т., Кулаков В. М., Бутузов В. П., Самойлович М. И.* Особенности строения природных алмазов V разновидности.— Кристаллография, 1975, 20, № 1.
5. *Evans T.* Transmission electron microscopy of diamond. Physical properties of diamond. Oxford, Clarendon Press. 1965.
6. *Evans T., Phaal C.* Imperfection in type I and II diamonds.— Roc. Roy. Soc., 1962, A-270.
7. *Амелинкс С.* Методы прямого наблюдения дислокации. «Мир», 1968.
8. *Халл Д.* Введение в дислокации. Атомиздат, 1968.
9. *Хейденрайх Р.* Основы просвечивающей электронной микроскопии. «Мир», 1966.
10. *Evans T., Phaal C.* Dislocation loops in diamond.— Philos. Mag., 1962, 7, N 77.
11. *Орлов Ю. Л.* Минералогия алмаза. «Наука», 1973.
12. *Гневушев М. А., Шеманина Е. И.* Некоторые особенности уральских алмазов и их первоисточники.— В кн.: Минералы изверженных горных пород и руд Урала. «Наука», 1967.
13. *Гневушев М. А., Шеманина Е. И.* Опыт классификации кристаллов алмаза.— Минер. сб. Львовского геол. о-ва, № 24, 1970.

Р. А. ВИНОГРАДОВА, В. М. ОКРУГИН, О. Л. СВЕШНИКОВА,
Л. Т. СОШКИНА

ВИОЛАРИТ ИЗ МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШАНУЧ НА КАМЧАТКЕ

Виоларит — железо-никелевый шпинелеподобный сульфид из группы линнеита — весьма характерен для сульфидных медно-никелевых руд. Несмотря на частую встречаемость в этих рудах, до недавнего времени он относился к числу малоизученных минералов, что связано с трудностью выделения его для химического анализа, а также с большим сходством виоларита в полированных шлифах с бравоитом и полидимитом. С внедрением в практику минералогических исследований микрорентгеновского и электронно-зондового микроанализа в последние годы в изучении виоларита достигнуты значительные успехи, о которых целесообразно сказать, прежде чем перейти к изложению результатов изучения виоларита из месторождения Шануч.

Исследование состава виоларита на зонде, сопровождавшееся рентгенометрическим контролем [1—6], выявило значительное отклонение от первоначально установленной для него теоретической формулы FeNi_2S_4 . Это отклонение обычно проявляется в небольшом дефиците серы, а также (что весьма существенно для состава виоларита) в широких вариациях содержаний железа (5—46 вес.%) и никеля (9—53 вес.%) при теоретическом содержании этих элементов в 18,5 и 38,9 вес.% соответственно, присутствии изоморфных примесей кобальта (до 10—13 вес.%) и изредка меди. В настоящее время большинством исследователей виоларит рассматривается как промежуточный член в ряду полидимит Ni_3S_4 — грейгит Fe_3S_4 с формулой $(\text{Fe}, \text{Ni}, \text{Co})_3\text{S}_4$, однако границы между виоларитом и крайними членами ряда не определены. Выделяются виолариты, обогащенные железом (в сравнении с FeNi_2S_4), и виолариты, обогащенные никелем. Составы богатого никелем виоларита образуют непрерывный изоморфный ряд с полидимитом. Между богатыми железом виоларитами и грейгитом непрерывного изоморфного ряда не установлено. По соотношению между Fe, Ni и Co анализы виоларита вместе с анализами полидимита на треугольной диаграмме (рис. 1) образуют обширное поле, протягивающееся вдоль Ni—Fe-стороны треугольника и ограниченное содержанием кобальта от 3—11 до 15—21 ат.%. Как видно из диаграммы, преобладают составы виоларита, обогащенные железом. Эмпирически установленная принадлежность виоларита, полидимита и грейгита к одному изоморфному ряду получила недавно кристаллохимическое обоснование — все три минерала относятся к типу обращенных тиошпинелей в отличие от линнеита, структура которого строится по типу нормальных тиошпинелей [8].

Виоларит — обычно гипергенный минерал, реже гипогенный. В составе медно-никелевых руд он развивается прежде всего по пентландиту, а также по пирротину, миллериту и иногда по пириту. Майченер [9] установил, что в условиях климата северной Канады в свежих неизмененных рудах гипергенный виоларит образуется по пентландиту в течение 25 лет. Возможность существования гипогенного виоларита подтверждается экспериментальными исследованиями в системе

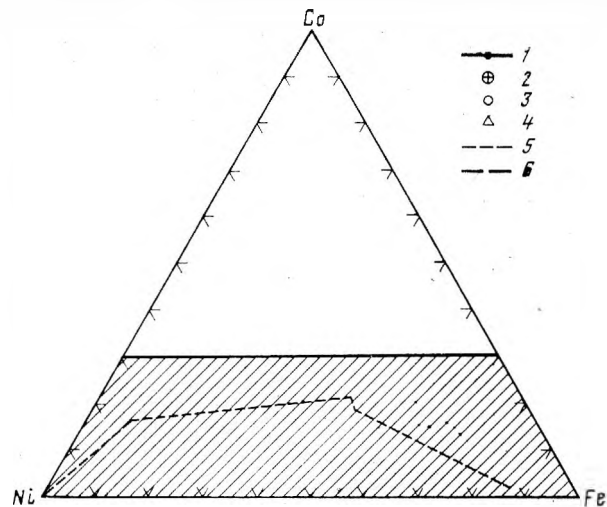
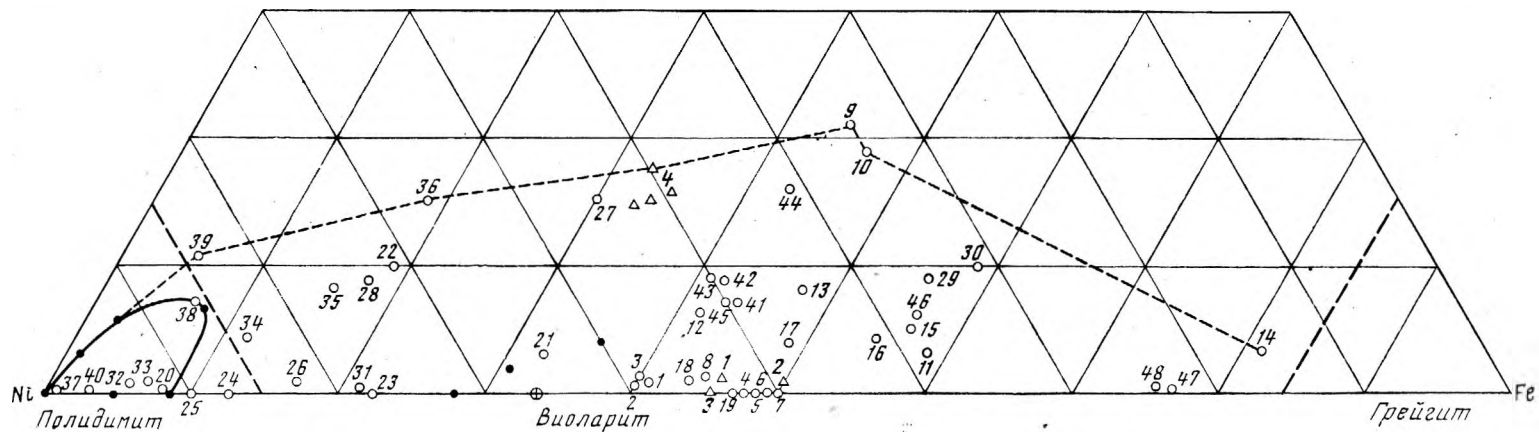


Рис. 1. Отношения между Ni, Fe и Co (в ат.%) в составе виоларита

1 — анализы полидимита и виоларита и контуры составов полидимита, по Крутову [17]; 2 — теоретический состав виоларита; 3 — новые микронзондовые анализы виоларита: 1—7 [1], 8—27 [2], 28—30 [4], 31—40 [5], 41—48 [6]; 4 — анализы виоларита из месторождения Шануч: 1 — виоларит по пентландиту (среднее из ан.— 1, 2, 3); 2 — виоларит по пирротину (среднее из ан.— 5, 6); 3 — виоларит по пириту (среднее из анализов — 9, 11, 12); 3 — кобальтовый виоларит (ан. 8, 13, 14, 15); 5 — контуры составов полидимита и виоларита; 6 — предлагаемые условные границы в ряду полидимит — виоларит — грейгит



Fe—Ni—S, где виоларит возникает как относительно низкотемпературная фаза при температуре ниже 461° [10, 11].

Характерные свойства гипергенного и гипогенного виоларита, обобщенные Никелем [1, 12] и дополненные дальнейшими исследованиями [2, 5], сводятся к следующему. Гипергенный виоларит образует главным образом агрегаты двух типов: 1) массивные зернистые («блочные»), когда он развивается по пентландиту, особенно в результате полного псевдоморфного замещения последнего и 2) пластинчатые, нередко с зазубренными краями, когда он развивается по моноклинному пирротину. Предпочтительное развитие виоларита по пентландиту определяется близостью строения и размеров кристаллических решеток этих минералов [2]. Гипергенный виоларит сильно трещиноват, обладает повышенной пористостью, часто содержит реликтовую спайность пентландита и отдельность пирротина. Постоянная трещиноватость гипергенного виоларита объясняется меньшим объемом кристаллической решетки виоларита по сравнению с объемом решеток пентландита и пирротина. Трещины нередко выполняются гидроокислами железа, магнетитом, иногда пиритом, марказитом, смайтитом, сидеритом и карбонатами никеля. Это происходит в том случае, если при окислении пентландита и пирротина избыточное по сравнению с виоларитом количество атомов металлов в их решетках не выносятся, а переотлагается на месте, в трещинах виоларита [1].

Вследствие микропористости, трещиноватости и возможного присутствия микровключений реликтовых и новообразованных минералов, гипергенный виоларит при микрозондовом анализе дает заниженные суммы и обычно обнаруживает дефицит серы, что приводит к частичному отклонению от идеальной стехиометрии виоларита Me_3S_4 . Гипогенный виоларит в отличие от гипергенного имеет гладкую полированную поверхность без выбоин и трещин. При микрозондовом анализе такого виоларита, как правило, получаются нормальные суммы и выдерживаются стехиометрические соотношения между суммой металлов и серой. Кроме того, гипогенный виоларит обычно характеризуется присутствием повышенных количеств кобальта.

Сопоставление приводимых различными исследователями химических анализов виоларита не только выявляет вариации состава минерала, но и позволяет обнаружить в этом ряд закономерностей. Эти закономерности выдерживаются на многих месторождениях и определяются минеральными ассоциациями виоларита, а также составом сопутствующих минералов. Как гипергенный, так и гипогенный богатый никелем виоларит вплоть до полидимита наблюдается в ассоциации с никелевыми минералами: пентландитом, миллеритом, вазситом, — при отсутствии в рудах пирротина [2, 5]. Если совместно с никелевыми минералами присутствует пирротин, состав виоларита в этом случае близок к теоретическому или обогащен железом [2, 6]. При этом на всех без исключения месторождениях гипергенный виоларит по пирротину относительно богаче железом и беднее никелем (в сравнении с $FeNi_2S_4$), чем виоларит по пентландиту.

Наличие кобальта в большей степени характерно для гипогенного виоларита как в ассоциации с пирротинном, так и в ассоциациях без него [1, 2, 5]. В гипергенном виоларите кобальт отмечается только в случае образования минерала по кобальтсодержащим пентландиту и пирротину [1, 6], причем содержание кобальта и никеля в виоларите хорошо коррелируется с содержанием этих элементов в исходном пентландите или пирротине, что указывает на определенную преемственность состава виоларита от состава замещаемых минералов.

Тем не менее до сих пор не выявлены зависимости между составом, свойствами и параметром элементарной ячейки виоларита. Мы попытались восполнить этот пробел на образцах виоларита из месторожде-

ния Шануч, где минерал совершенно не был изучен, но оказался благоприятным объектом для исследований такого рода. К тому же сведения о виоларите из отечественных месторождений вообще очень скудны. В литературе удалось найти лишь два описания минерала: из Березовского [13] и Норильского [14] месторождений.

Медно-никелевое месторождение Шануч находится в северо-западной части Срединного хребта на Камчатке. Оно открыто геологами КТГУ в результате геолого-поисковых работ 1973—1975 гг. и в настоящее время интенсивно разведывается. Рудные тела месторождения трубообразной или псевдопластовой (типа донных залежей) формы сложены массивными, густовкрапленными и прожилково-вкрапленными рудами и залегают внутри или в зоне экзоконтакта амфиболизированных габбро, располагающихся среди верхнемеловых двуслюдяных плагиогранитов и рассланцованных терригенно-карбонатных и вулканогенно-осадочных пород. Наиболее разведано и изучено рудное тело № 1, которое выходит на поверхность на северном склоне горы Тхонжа в долине ручья Ралли, северо-западнее пос. Мильково. Трубообразное по форме, оно сложено халькопирит-пентландит-пирротиновыми рудами преимущественно массивной текстуры. Рудные выходы на поверхности окислены и содержат охристые примазки гидроокислов железа. При минераграфическом исследовании руд, кроме указанных рудных минералов, обнаруживаются также пирит, виоларит, марказит, ильменит, гематит и более редкие герсдорфит, никелин, сперрит и самородное золото.

Виоларит встречается в рудах повсеместно в тесной ассоциации с пентландитом, пирротином и пиритом. Количество его в полированных шлифах колеблется от 2—5 до 25—35%. По особенностям морфологии можно выделить два типа виоларита. *Виоларит первого типа* (виоларит I) образует отдельные относительно крупные идиоморфные зерна (0,1—0,3 до 0,5—0,8 мм в поперечнике) с гладкой полированной поверхностью, без трещин и спайности. Встречается он сравнительно редко и обычно приурочен к раннему пириту, границы с которым у него ровные без реакционных взаимоотношений (рис. 2, а, 3, а). *Виоларит второго типа* (виоларит II) широко распространен и образуется путем замещения пентландита, пирротина и пирита (рис. 2, б, в). При этом можно проследить все стадии такого замещения — от развития одиночных тонких прожилков до густой сети их, часто с образованием полных псевдоморфов в случае пентландита или участков массивного виоларита среди пирротина и пирита. Полная виоларитизация пентландита, а также появление среди пирротина и пирита массивного виоларита, наряду с увеличением его количества, характерны для близповерхностных или выходящих на поверхность руд, в которых постоянно наблюдаются гидроокислы железа.

В зависимости от исходных минералов характер возникающих по ним агрегатов виоларита различен. При замещении пентландита образуются грубозернистые агрегаты массивного виоларита с полигональным очертанием зерен. Агрегаты виоларита по пирротину мелкозернистые и имеют характерные зазубренные пилообразные края. В обоих случаях виоларит обнаруживает реликтовую спайность или отдельность исходных минералов. Агрегаты виоларита по пириту мелкозернистые, нередко заполняют своеобразные кольцевые трещины в пирите. Виоларит второго типа всегда трещиноват. Трещины заполнены нерудными минералами, гидроокислами железа, иногда в них отмечаются нитевидные прожилки позднего пирита. Оба типа виоларита могут присутствовать в рудах одновременно. Однако характер взаимоотношений между ними (рис. 3, а) отчетливо указывает на их разновременное образование — виоларит первого типа является более ранним образованием.

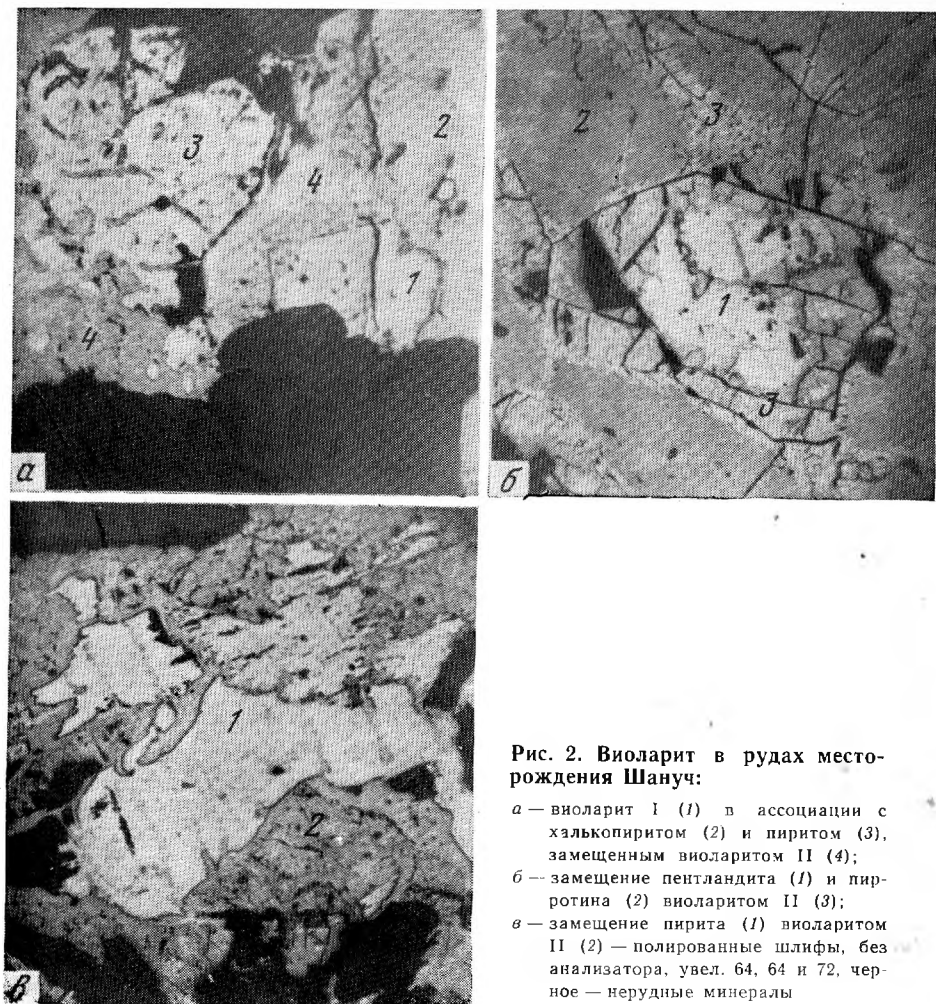


Рис. 2. Виоларит в рудах месторождения Шануч:

- а — виоларит I (1) в ассоциации с халькопиритом (2) и пиритом (3), замещенным виоларитом II (4);
 б — замещение пентландита (1) и пирротина (2) виоларитом II (3);
 в — замещение пирита (1) виоларитом II (2) — полированные шлифы, без анализатора, увел. 64, 64 и 72, черное — нерудные минералы

Состав виоларита изучался на микрозонде JXA-50A фирмы «Jeol» в трех рудных образцах (рудное тело № 1, скв. 33). Одновременно анализировались ассоциирующие с виоларитом пентландит, пирротин и ранний пирит. Полный качественный анализ виоларита выявил в составе только железо, никель, кобальт и серу, которые распределяются относительно равномерно, что установлено при площадном и линейном сканировании минерала (рис. 4). Уже в результате качественного анализа обнаружилось различие в содержании кобальта в виоларите первого и второго типов (рис. 3).

Количественный анализ показал (табл. 1), что для виоларита I характерны высокие содержания кобальта (8,85—10,34 вес.%), а содержания железа в нем (18,15—19,28 вес.%) почти соответствует теоретическому. Виоларит II в целом более железистый (24,20—28,62 вес.% Fe) чем виоларит I, и по соотношению железа и никеля должен быть отнесен к железистому виолариту. При этом относительно более железистым является виоларит по пирротину, менее железистым — виоларит по пириту. Примеси кобальта в виоларите II составляют менее 1 вес.% — от 0,08—0,45 в виоларите по пириту до 0,45—0,76 вес.% в виоларите по пентландиту и пирротину. Прямой зависимости между содержанием кобальта в виоларите II и содержанием этой примеси в замещаемых минералах не установлено.

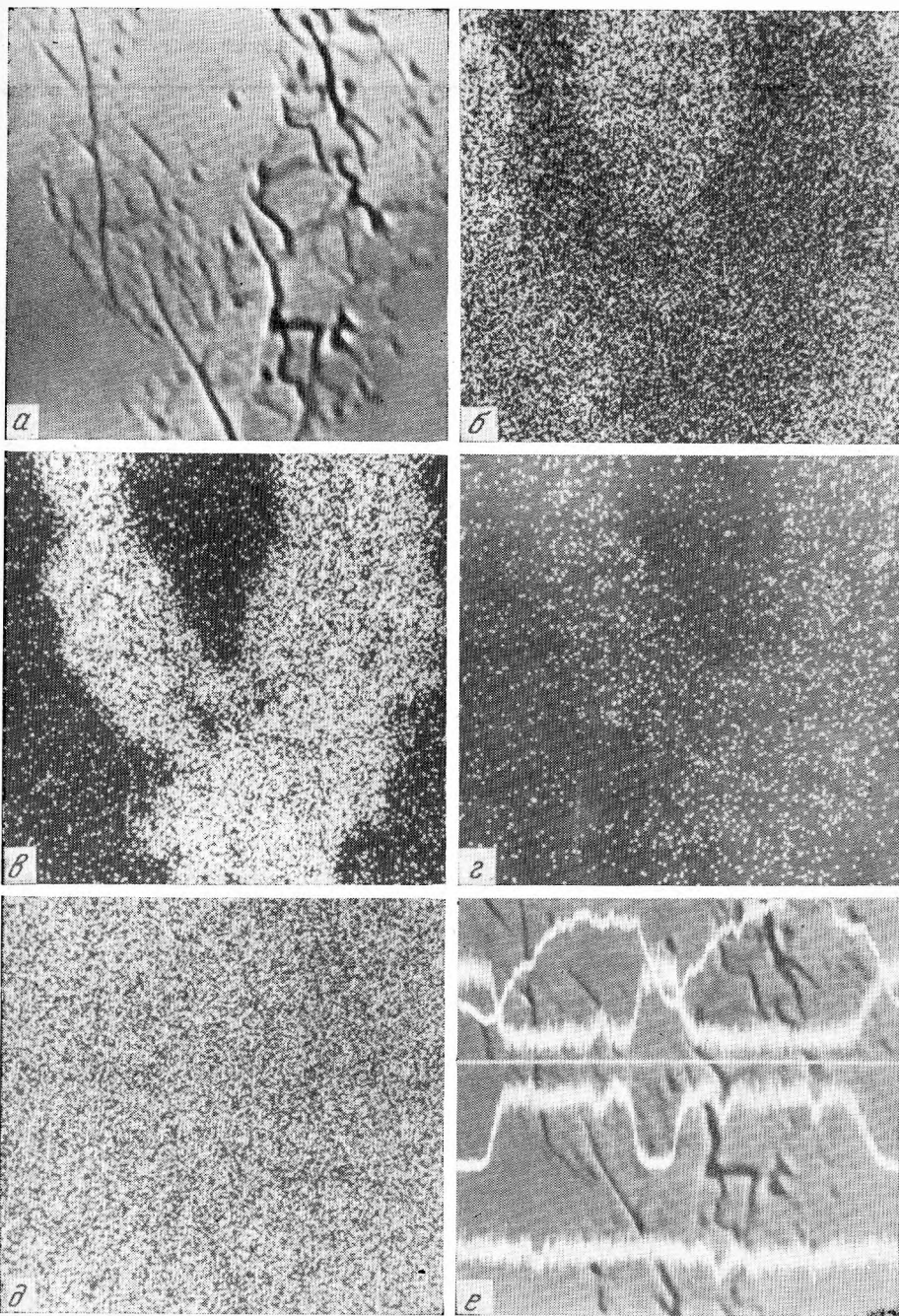


Рис. 3. Прожилки виоларита в пирротине из месторождения Шануч (обр. 33/160)

Изображение в обратно-рассеянных электронах (а) и в характеристических рентгеновских лучах FeK_{α} (б), NiK_{α} (в), CoK_{α} (г), SK_{α} (д); е — изображение в обратно-рассеянных электронах с профилем сканирования в лучах FeK_{α} , CoK_{α} , NiK_{α} и SK_{α} (сверху вниз); увел. 800, участок сканирования 100×100 мкм

Нанесенные на треугольную диаграмму (см. рис. 1) фигуративные точки анализов виоларита из Шануча хорошо иллюстрируют выявленные особенности его состава. Анализы виоларита II, бедные кобальтом, располагаются вблизи Ni—Fe-сторони треугольника, в области

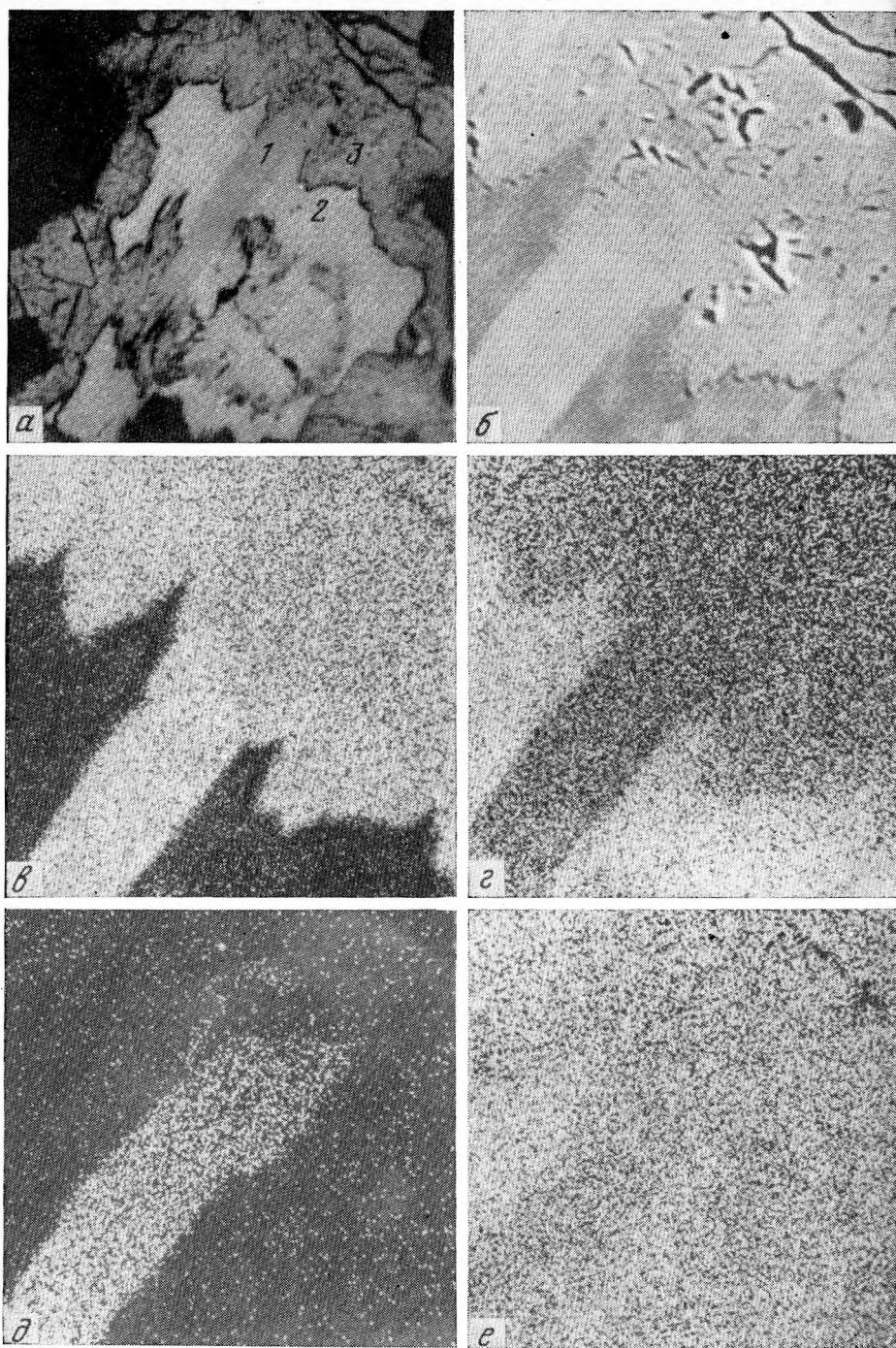


Рис. 4. Два типа виоларита в рудах месторождения Шануч (обр. 33/110)

a — оптическое изображение в полированном шлифе, без анализатора, увел. 64 (1 — виоларит I, 2 — пирит, 3 — виоларит II, замещающий пирит, черное — нерудные минералы); изображение в обратно-рассеянных электронах (*b*) и в характеристических рентгеновских лучах NiK α (*a*), FeK α (*e*), CoK α (*d*), SK α (*e*); увел. 600, участок сканирования 100 \times 100 мкм

Таблица 1

Состав виоларита и ассоциирующих с ним сульфидов из месторождения Шануч

Номер образца	Номер анализа	Минералы	Вес. %					Формула	Fe : Co : Ni (в ат.%)
			Fe	Co	Ni	S	Сумма		
33/160	1	Виоларит II по пентландиту	25,17	0,45	31,05	41,36	98,03	$(\text{Fe}_{1,397} \text{Co}_{0,024} \text{Ni}_{1,640})_{3,061} \text{S}_4$	45,6:0,8:53,6
	2		26,22	0,49	30,46	41,75	98,92	$(\text{Fe}_{1,442} \text{Co}_{0,025} \text{Ni}_{1,594})_{3,061} \text{S}_4$	47,1:0,8:52,1
	3		25,77	0,76	30,46	42,78	99,77	$(\text{Fe}_{1,383} \text{Co}_{0,039} \text{Ni}_{1,555})_{2,977} \text{S}_4$	46,5:1,3:52,2
	4	Пентландит	29,77	1,08	38,39	33,65	102,89	$(\text{Ni}_{4,985} \text{Fe}_{4,083} \text{Co}_{0,140})_{9,188} \text{S}_8$	
	5	Виоларит II по пирротину	28,62	0,56	29,06	40,44	98,68	$(\text{Fe}_{1,625} \text{Co}_{0,030} \text{Ni}_{1,670})_{3,225} \text{S}_4$	50,4:0,9:48,7
	6		27,91	0,60	27,33	41,41	97,25	$(\text{Fe}_{1,548} \text{Co}_{0,032} \text{Ni}_{1,442})_{3,022} \text{S}_4$	51,2:1,1:47,7
	7	Пирротин	65,36	0,02	1,58	35,30	102,26	$(\text{Fe}_{1,063} \text{Ni}_{0,024})_{1,087} \text{S}_1$	
33/110	8	Виоларит I в пирите	18,59	10,34	29,24	41,90	100,07	$(\text{Fe}_{1,018} \text{Co}_{0,537} \text{Ni}_{1,524})_{3,079} \text{S}_4$	33,1:17,4:49,5
	9	Виоларит II, замещающий пирит с виоларитом I	24,20	0,45	29,88	40,66	95,19	$(\text{Fe}_{1,367} \text{Co}_{0,024} \text{Ni}_{1,605})_{2,996} \text{S}_4$	45,6:0,8:53,6
	10	Пирит	46,66	0,02	0,48	52,16	99,32	$(\text{Fe}_{1,027} \text{Ni}_{0,010})_{1,037} \text{S}_2$	
	11	Виоларит II по пириту	25,71	0,08	31,83	40,54	98,16	$(\text{Fe}_{1,456} \text{Co}_{0,004} \text{Ni}_{1,715})_{3,175} \text{S}_4$	45,9:0,1:54,0
	12		24,99	0,09	32,50	40,60	98,18	$(\text{Fe}_{1,413} \text{Co}_{0,005} \text{Ni}_{1,749})_{3,167} \text{S}_4$	44,6:0,2:55,2
	13	Идиоморфное зерно виоларита I в пирите	18,15	9,04	30,50	40,62	98,31	$(\text{Fe}_{1,026} \text{Co}_{0,484} \text{Ni}_{1,640})_{3,150} \text{S}_4$	32,6:15,4:52,0
33/165a	14	Идиоморфные зерна виоларита I в пирите	18,30	8,85	29,93	42,04	99,12	$(\text{Fe}_{1,000} \text{Co}_{0,458} \text{Ni}_{1,524})_{2,982} \text{S}_4$	33,5:15,4:51,1
	15		19,28	9,42	27,96	41,63	98,29	$(\text{Fe}_{1,063} \text{Co}_{0,492} \text{Ni}_{1,467})_{3,022} \text{S}_4$	35,2:16,3:48,5

Примечание. Состав определялся в рентгеноспектральной лаборатории кафедры минералогии МГУ. Условия анализа: рентгеновский микроанализатор JXA-50A фирмы «Jeol», ускоряющее напряжение 15 кв, ток зонда $2 \cdot 10^{-8}$ А, диаметр зонда 1—2 мк, эталоны—чистые металлы Fe, Co, Ni и пирротин известного химического состава (на S). Пересчет интенсивностей на концентрации произведен по наиболее надежному в настоящее время методу [15] с введением поправок на поглощение [16], атомный номер [17] и флуоресценцию [18].

железистого виоларита. Анализы богатого кобальтом виоларита I группированы в верхней части виоларитового поля, вблизи наметившегося по литературным данным контура этого поля. При этом один анализ из четырех (ан. 8) несколько изменяет контур, увеличивая тем самым площадь виоларитового поля. Учитывая известные контуры полидимитового поля [7], а также непрерывность составов между виоларитом и полидимитом, с одной стороны, и отсутствие такой непрерывности между виоларитом и грейгитом — с другой, мы предлагаем провести условную границу между полидимитом и виоларитом по содержанию никеля в 85 ат. % (от суммы металлов), а между виоларитом и грейгитом — аналогично по содержанию железа в 85 ат. %.

Последующее детальное изучение рентгеновских характеристик и свойств виоларита из Шануча проведено на двух образцах: обычного виоларита (обр. 33/160, ан. 5) и богатого кобальтом виоларита (обр. 33/110, ан. 13).

Рентгеновское исследование виоларита выполнено микрометодом. По набору отражений, интенсивностям и величинам межплоскостных расстояний изученные образцы виоларита хорошо сопоставляются между собой и с эталонными данными (табл. 2). При этом значения величин межплоскостных расстояний и соответственно параметр a_0 обычного виоларита очень близки к эталонным, в то время как богатый кобальтом виоларит отличается от них меньшими величинами межплоскостных расстояний и соответственно меньшим значением a_0 .

Таблица 2
Межплоскостные расстояния и параметр a_0 виоларита из месторождения Шануч

Богатый Со виоларит			Обычный виоларит		Виоларит из Сёдбери [19]	
<i>l</i>	$d\alpha/n$	<i>hkl</i>	<i>l</i>	$d\alpha/n$	<i>l</i>	$d\alpha/n$
—	—	—	—	—	2	5,47
1	3,330	022	1	3,349	3	3,35
10	2,842	113	10	2,851	10	2,85
7	2,361	004	6	2,367	5	2,36
2	1,928	224	—	—	2	1,931
6	1,817	{ 115 333	6	1,820	6	1,820
9	1,668	044	8	1,674	8	1,674
2	1,606	135	—	—	3	1,602
2	1,436	335	—	—	2	1,445
2	1,362	444	—	—	2	1,365
3	1,228	{ 137 355	—	—	1	1,233
3	1,179	008	—	1,182	4	1,183
—	—	—	—	—	4	1,115
—	—	—	—	—	3	1,094
4	1,054	048	4	1,056	5	1,059

$$a_0 = 9,434 \pm 0,004 \text{ \AA}$$

$$a_0 = 9,461 \pm 0,006 \text{ \AA}$$

$$a_0 = 9,46 \text{ \AA}$$

Примечание. Fe—нефильтрованное излучение; 35 кВ; 10 мА; $d_{\text{камеры}}=57,3$ мм; $d_{\text{образца}}=0,2$ мм; внутренний стандарт — германий.

Цвет виоларита в отраженном свете в зависимости от сопутствующих минералов воспринимается различно: на фоне пентландита он сиреневый, на фоне пирротина — розовато-белый, кремовый, на фоне пирита — буровато-розовый. Отражательная способность минерала близка к таковой пентландита, заметно ниже, чем у пирита, и несколько выше, чем у пирротина. Спектры отражения обычного и богатого кобальтом виоларита были измерены на двух приборах (табл. 3, рис. 5).

Таблица 3
Отражение (R) и микротвердость (H) виоларита из месторождения Шануч

Образцы	R (в %) для различных длин волн (в нм)									
	400	420	440	460	480	500	520	540	560	
Обычный виоларит	31,41	33,19	34,56	39,7	36,83	40,4	37,53	38,95	41,7	41,42
Богатый кобальтом виоларит	39,26	41,15	42,43	43,0	43,74	44,0	44,14	45,00	46,6	46,73

Примечание. Измерения R выполнены Л. И. Бочек: в интервале 460—1100 нм на ФМЭ-1, усовершенствованном в ЦНИГРИ; эталон—кремний, объектив $21 \times 0,40$, диаметр зонда 0,02 мм; в интервале 400—700 нм на микроспектрофотометре MRM-01 фирмы «Ортон», эталон WTiC, объектив $16 \times 0,35$, диаметр зонда ~0,04 мм. Микротвердость измерена на микротвердомере ПМТ-3, тарированном по NaCl, при нагрузке 5 г.

Образцы	R (в %) для различных длин волн (в нм)									
	580	600	620	640	660	680	700	740	780	
Обычный виоларит	43,7	42,79	43,73	46,7	44,48	45,49	46,45	47,24	47,52	55,6
Богатый кобальтом виоларит	49,4	47,94	49,00	52,4	49,83	50,94	52,18	53,23	53,67	57,5

Образцы	R (в %) для различных длин волн (в нм)								H , кгс/мм ²	
	820	860	900	940	980	1020	1060	1100	Кол-во замеров	$H_{\text{средн}}$
Обычный виоларит	59,0	59,8	60,6	61,0	61,6	61,6	61,3	61,3	6	331
Богатый кобальтом виоларит	62,4	63,5	64,2	64,8	65,4	66,0	66,5	66,8	10	369

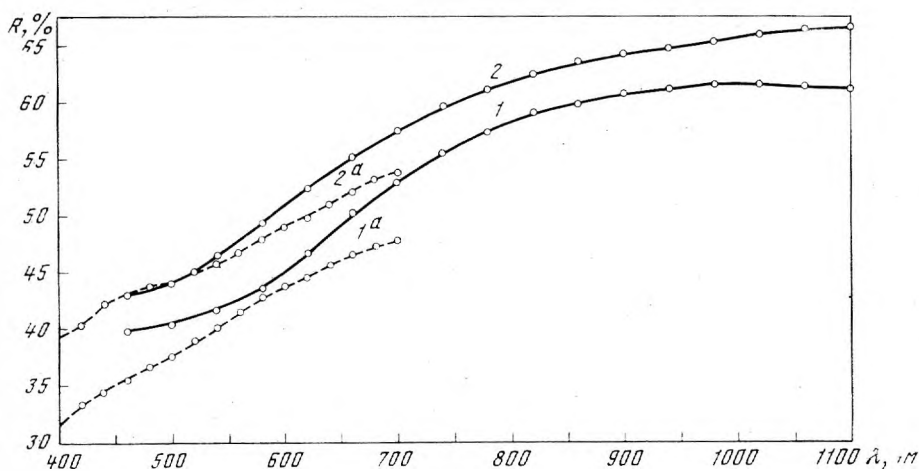


Рис. 5. Спектры отражения обычного виоларита (1, 1^a) и виоларита, богатого кобальтом (2, 2^a)

1, 2 — измерены на ФМЭ-1; 1^a, 2^a — измерены на микроспектрофотометре фирмы «Ортон»

Несмотря на некоторые отличия в форме спектров и абсолютных значений коэффициентов отражения, в обоих случаях богатый кобальтом виоларит имеет более высокие значения коэффициентов отражения, чем обычный виоларит. Микротвердость богатого кобальтом виоларита несколько больше, чем обычного, хотя это различие и незначительно (табл. 3).

В полированных шлифах виоларит с низким содержанием кобальта быстро тускнеет и покрывается буровой пленкой. За это же время и даже в течение более длительного срока (например, через 7 месяцев) кобальтовый виоларит совершенно не изменяется. Очевидно, вхождение кобальта в виоларит повышает его сопротивляемость коррозии. Этому же в данном случае, видимо, способствуют меньшая пористость и отсутствие трещиноватости в кобальтовом виоларите, которые так характерны для обычного виоларита и несомненно благоприятствуют быстрому окислению последнего.

Особенности морфологии выделенных в месторождении Шануч двух типов виоларита: более раннего виоларита I и более позднего виоларита II, сходны с отмеченными предыдущими исследователями [12, 1, 2, 5] для гипогенного и гипергенного виоларита соответственно. В пользу гипогенного характера виоларита I дополнительно может свидетельствовать установленное в нем повышенное содержание кобальта, вообще характерное, как отмечалось выше, для гипогенного виоларита. Присутствие кобальта именно в гипогенном виоларите представляется вполне естественным, так как относительно высокие температуры образования гипогенного виоларита, установленные экспериментально, несомненно благоприятствуют изоморфному вхождению кобальта в решетку виоларита. На гипергенный характер виоларита II указывает тесная связь виоларитизации и лимонитизации руд, а также усиление процесса виоларитизации с уменьшением глубины залегания руд.

Сравнительное изучение состава и свойств обычного и богатого кобальтом виоларита (содержание кобальта соответственно 0,56 и 9,04 вес.%) показало, что вхождение кобальта в решетку виоларита увеличивает его отражательную способность (в среднем на 5—6%) и микротвердость (в среднем на 38 кгс/мм²), повышает устойчивость минерала к окислению. Межплоскостные расстояния и соответственно параметр a_0 кобальтового виоларита уменьшаются.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Nickel E. H., Ross J. R., Thornber M. R.* The supergene alteration of pyrrhotite-pentlandite ore at Kambalda, Western Australia.—*Econ. Geol.*, 1974, v. 69, N 1.
2. *Misra K. C., Fleet M. E.* Chemical composition and stability of violarite.—*Econ. Geol.*, 1974, 69, N 3.
3. *Speer J. A., Martin E. C.* Pennsylvania minerals. Violarite from the Gap nickel mine.—*Mineral. Rec.*, 1974, 5, N 5.
4. *Arnold R. G., Malik O. P.* Violarite in some nickel ores from Lynn Lake and Thompson, Manitoba, and Sudbury, Ontario, Canada.—*Canad. Mineralogist*, 1974, 12, N 5.
5. *Hudson D. R., Groves D. I.* The composition of violarite coexisting with vaesite, pyrite, and millerite.—*Econ. Geol.*, 1974, 69, N 8.
6. *Graig J. R., Higgins J. B.* Cobalt- and iron-rich violarites from Virginia.—*Amer. Mineralogist*, 1975, 60, N 1—2.
7. *Кругов Г. А.*—Месторождения кобальта. Госгеолтехиздат, 1959.
8. *Minčeva-Stefanova J., Kostov I.* On siegenite and the «miscibility» between linnaeite and polydymite.—*Bulg. Acad. Sci. Geochem., Mineral., Petrol.*, 1976, 4, Sofia.
9. *Michener C. E., Yates A. B.* Oxidation of primary nickel sulphides.—*Econ. Geol.*, 1944, 39.
10. *Graig J. R.* Violarite stability relations.—*Amer. Mineralogist*, 1971, 56.
11. *Graig J. R.* Pyrite—pentlandite and other low temperature assemblages in the Fe—Ni—S system.—*Amer. J. Sci.*, 1973, 273 A.
12. *Nickel E. H.* Violarite—a key mineral in the supergene alteration of nickel sulfide ores.—*Australas. Inst. Mining Metallurgy Conf., Ser. N 2, Papers, Western Australia*, 1973.
13. *Кутюхин П. Н.* Минералогия Урала, т. 2. Изд-во АН СССР, 1941.
14. *Генкин А. Д.* О виоларите из медно-никелевых месторождений.—*Изв. АН СССР, сер. геологич.*, 1950, № 2.
15. *Martin P., Poole D.*—*Metals and Materials*, 1973, 5, N 3.
16. *Duncumb P., Shielde P. K.* The electron microprobe analysis. N. Y., 1966.
17. *Duncumb P., Reed S. J. B.* Quantitative electron probe microanalysis.—*U. S. Dept. Commerce N. B. S.*, 1968.
18. *Reed S. J. B.* Characteristic fluorescence corrections in electronprobe microanalysis.—*Brit. J. Appl. Phys.*, 1965, 16.
19. *Berry L. G., Thompson R. M.* X-ray powder data for ore minerals.—*Geol. Soc. America*, 1962, 85.

И. В. ГИНЗБУРГ, Р. А. КОНЫШЕВА

МОРФОЛОГИЯ И ПОЛИГЕНЕЗ ГРАФИТА КИАНИТОВЫХ СЛАНЦЕВ

Округлая форма графита в кианитовых сланцах Кейвской гряды на Кольском полуострове была установлена на реплике под просвечивающим электронным микроскопом — ПЭМ [1], что упомянуто в [2] и [3].

С применением в геологии растрового электронного микроскопа (РЭМ) появилась возможность непосредственного наблюдения естественных сколов минералов.

Одним из первых морфологию искусственных кристаллов графита (дендриты которых выращены из паров бензола над плазмой чистого аргона при $\sim 15000^\circ$) установили в лаборатории японской фирмы «Jeol». Приведенные в их проспекте фотоснимки (на стр. 15 и 21 [4]) сделаны при увеличениях 80, 250, 350, 840 и 2500. Выпукло-округлая форма графита характерна для малых увеличений 80, 250 и для мелких форм при увеличении 840. Однако уже при увеличении 250, обычно при увеличениях 350, 840, особенно при увеличении 2500, округлая форма оказывается распавшейся на более мелкие гексагональные пластинки, лежащие друг на друге широкой стороной разориентированно. При более мелком масштабе получается суммарный эффект округления гексагональных форм.

Похожие гексагональные и округло-гексагональные формы установлены нами впервые у индивидов природного графита, не дающего дендритов, из метасланцев докембрия.

Морфология графита из кианитовых сланцев Кейв

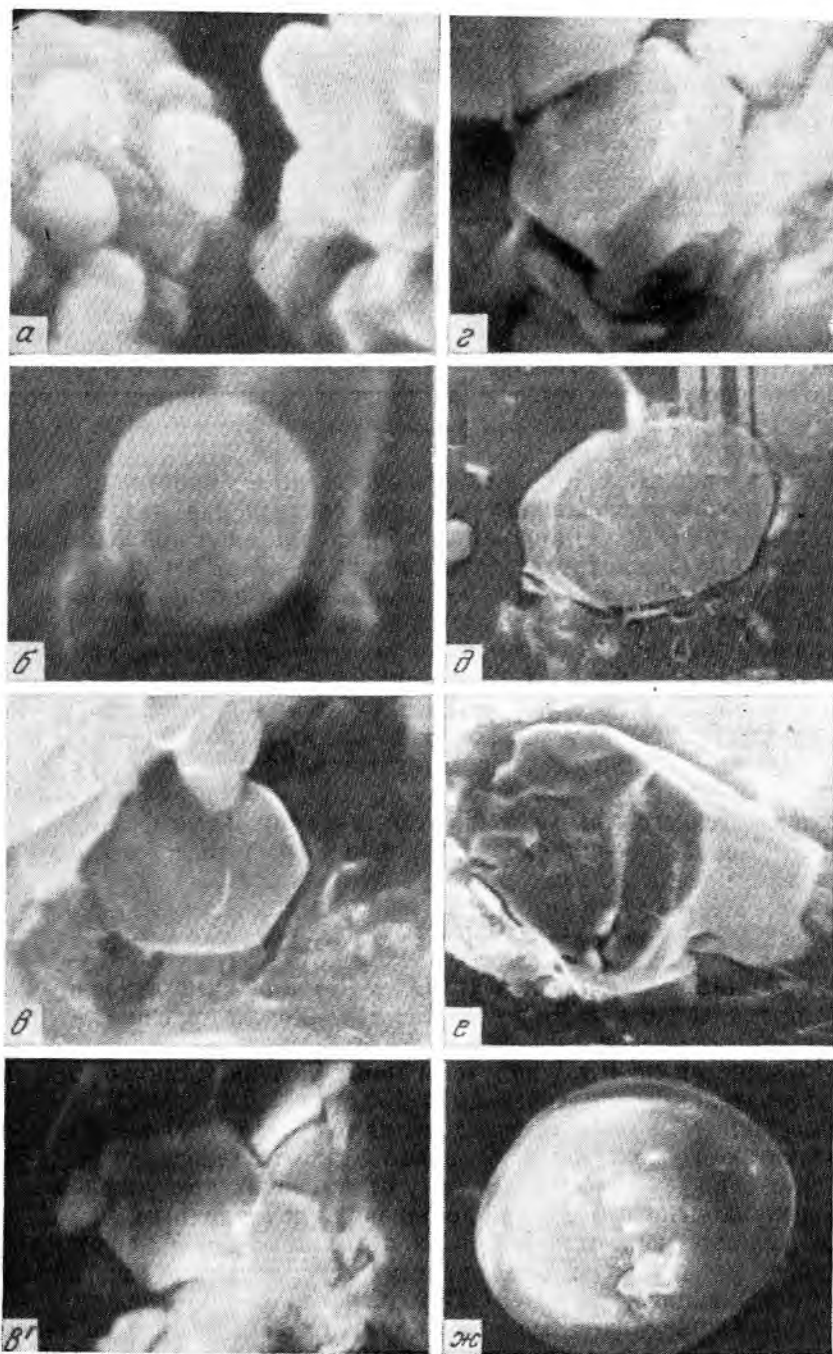
На РЭМ (JSM-2 японской фирмы «Jeol») в режиме вторичных электронов просмотрено несколько свежих сколов того образца кианитовых сланцев, с которого снимки в ПЭМ сделаны ранее А. И. Горшковым [1]. Р. А. Конышевой на РЭМ получены многочисленные микрофотографии с последовательным увеличением в 100, 300, 1000, 3000 и 10 000 раз. Наиболее типичные из них приведены на рис. 1 (а — ж) в порядке истории развития их кристаллов от плохо выкристаллизованных форм до почти идеально ограниченных, а также от имеющих притупленные ребра и чуть выпукло-изогнутые грани до близких к шаровидным.

Все разнообразие обнаруженных с помощью РЭМ форм графита объединено нами в шесть морфологических (частью морфогенетических) модификаций (разностей). Они охарактеризованы ниже.

1. Мельчайшие, округлые, плохо выкристаллизовавшиеся шаровидные частицы с едва проявленными «распльвчатыми» ребрами и гранями. Они собраны в агрегаты, подобно скоплениям икринок или винограда в гроздьях (рис. 1, а; увел. 10 000). Находятся в пустотках, сопровождающих зоны трещиноватости в кианите. Редки.

2. Мельчайшие плохо опранные овально-гексагональные пластинки; сrostок двух из них по базальной плоскости (0001), с некоторым разворотом друг к другу (рис. 1, б; увел. 10 000). Из пустоток в трещиноватом кианите. Редки.

3. Правильные, гексагональные в плане пластинки. На некоторых из них имеются более или менее выраженные головки, похожие на пи-



Фотографии под растровым электронным микроскопом во вторичных электронах форм кристаллов графита

Увеличения (\times) и размер кристаллов (в мк): а — $\times 10\,000$, (≤ 1); б — $\times 10\,000$, ($\geq 2,5$); в — $\times 3000$, (7), г — $\times 3000$, (6); д — $\times 3000$, (7,5); е — $\times 300$, (площадь 23×10) сросток (вертикальные полосы — дефект снимка); ж — $\times 750$, (поперечник 34); з — $\times 1300$, (12–14)

рампидки (рис. 1, *в*; увел. 3000; на *в'* — увел. 3000). Встречаются сравнительно часто в трещинах кианита и в пустотках в нем.

4. Таблитчатые (уплощенные по *c*) правильно-гексагональные кристаллы с ровной без выступов призмой и с почти ровной базальной (пинакоидальной?) плоскостью (0001), на которой чуть заметны ступени роста. Проявляется некоторая деформированность (первичная — роста или вторичная) с краев кристаллов и намеки на спайность по *c* на гранях призмы (рис. 1, *г*; увел. 3000). Это преобладающая форма графита пустоток среди зон трещиноватости кианита.

5. Почти идеально гексагональные таблитчатые сравнительно крупные кристаллы графита, иногда с несколько закругленными ребрами и неотчетливо выраженными ступеньками роста на базальной плоскости (базопинакоиде?) (рис. 1, *д*; увел. 300). Некоторые кристаллы короткопризматические, неправильные внешне и с неоднородностями внутри на базальной (пинакоидальной) плоскости (рис. 1, *е*; увел. 750). Наиболее распространенная модификация графита в кианите, приуроченная к плоскостям спайности, частью к крупным сколовым пустотам¹ зон трещиноватости.

6. Округло-шарообразные кристаллы графита с плохо различимой гексагональной огранкой (рис. 1, *ж*; увел. 1300). Единичные находки на плоскостях спайности кианита, среди лучше ограненных гексагональных таблитчатых и призматических кристаллов графита (рис. 1, *з*, *е*).

Из исследования морфологии графита под РЭМ вытекают следующие заключения.

1. Прослеживается последовательный генетический ряд кристаллизации мелких форм графита: от плохо выкристаллизованных частиц (рис. 1, *а*) до оформленных кристаллов (рис. 1, *в*, *г*). Эти наблюдения согласуются с общими положениями генетической минералогии о зарождении кристаллов, их дальнейшем росте и развитии.

2. У крупных кристаллов более или менее хорошо ограненных (рис. 1, *д*, *е*) выявлено морфологическое несовершенство: закругленность ребер, неровность-дефектность (роста, растворения?) граней и т. п.

3. Наиболее совершенные его кристаллы всегда выглядят гексагональными в плоскости *c* (0001); они с более или менее развитой призмой: пластинчатые, таблитчатые или короткопризматические; иногда намечаются грани дипирамиды одного знака с призмой; обычно головки нет, и кристалл заканчивается площадкой, являющейся пинакоидом, со ступенями роста или околком по спайности, параллельной этому пинакоиду.

4. Сильная уплощенность кристаллов графита по *c*, при большой редкости пирамиды делает его поперечные срезы (параллельные к *c* и близкие к ним) диагностически маловыразительными: они удлиненно пластинчатые, с осью *c* поперек удлинения. Снимки графита в таких ракурсах не приведены (у искусственных графитов отрицательные формы роста — дырки в идеальных разрезах тоже гексагональные или вытянуто-прямоугольные; см [5]).

5. Гексагональность графита обычно неправильная, неизометричная, искаженная; иногда две из противоположащих сторон бывают длиннее других; отмечен взаимный поворот его пластинок вокруг оси *c*, что дает суммарный эффект некоторой округлости части кристаллов.

6. Гексагональная форма графита признается (по аналогии с данными [4, 5]) за признак его чистоты, или кристаллизации без адсорбированных примесей.

¹ Пустотки — полости в кианите призматических или прямоугольных очертаний (отвечающие отрицательным формам от спайных выколов и осколков?); иногда они гексагональны или удлиненно-прямоугольны (по форме разрезов исчезнувших более крупных кристаллов графита?).

7. Отчетливо выраженные ступени роста на плотноупакованной плоскости (0001), а тем более винтовые дислокации роста воочию не наблюдались визуально. Слабо проявленные признаки ступеней роста как будто намечаются, но зафиксировать это на фотопленке не удалось.

8. Дитригональные пластинки графита, подобные установленным под ПЭМ в других породах [6], нами не были встречены.

О мнимости шаровидной формы графита Кейв

По репликам ПЭМ частицам графита приписывалась шаровидная форма [1]. При сопоставлении с прямыми изображениями в РЭМ на репликах ПЭМ у шариков графита стала заметна гексагональность. На недавно опубликованных репликах у части шариков графита в кварце [7] тоже выявляются гексагональные контуры.

Даже в наиболее шаровидном графите (рис. 1, ж) можно увидеть намеки гексагональных форм. Отсюда заключаем, что типичных шарообразных форм графита, отвечающих сферокристаллам с радиально-лучистым расположением ветвящихся от центра нитевидных индивидов с выступами — бугорками роста на их поверхности (см. [5] и др.) в изученном образце не встречено.

В условиях Кейв, где имеется большое разнообразие морфологических форм кианита, в частности «тонковолокнистый кианит конкреционных агрегатов» [2], являющихся, по существу, сферокристаллами с радиально-лучистым расположением нитевидных кристаллов кианита, не исключена возможность нахождения и сферокристаллов графита, хотя для их образования, по-видимому, нужны другие значения физико-химических параметров среды.

Радиально-лучистое строение шаровидных форм графита в сплавах установлено до применения электронного микроскопа (см. [1]). Сферокристаллы графита получены в экспериментах только при загрязнении его примесями в процессе роста ([5], исследование на РЭМ).

Полигенез графита Кейв

Результаты исследования графита под РЭМ позволяют внести некоторые уточнения и дополнения в геолого-петрографо-минералогические данные о роли и поведении графита, возникшего из органогенного вещества осадков еще на первых этапах метаморфизма сланцев Кейв и многократно преобразованного в последующем [2, 6, 7].

Так, по нашим данным, наиболее недоразвитые кристаллические частицы графита оказались самыми поздними по времени своего образования, по сравнению с четко опрашенным его кристаллом.

Некоторые относительно крупные кристаллы графита с признаками деформационной неоднородности, возможно, претерпели посткристаллизационный динамометаморфизм.

Далее, тонкодисперсное распределение графита в породах в целом отражает слабую его миграцию, что отражается в множественности центров кристаллизации. Вместе с тем в пределах кристаллов — носителей графита в исходном андалузите и в развитом по нему и отдельно кианите установлено перераспределение графита, вызванное процессами самоочистки решетки этих силикатов при их росте, при последующей перекристаллизации и при подвижках. Например, в андалузите посторонние включения графита собраны в ядрах — сердцевинах его кристаллов и отторгнуты к их краям или к двойниковым швам крестовин. В поликристаллической псевдоморфозе кианита по андалузиту графит распределился иначе: по границам отдельных индивидов кианита, по плоскостям спайности и трещиноватости в нем, а также в пустотках — зазорах спайности и трещиноватости. В крупнокристалличе-

ском кианите графитовая сыпь иногда фиксирует зоны роста его кристаллов.

Графит (перекристаллизовывался) переотлагался также после образования кианитовых кристаллов в их ослабленных плоскостях (спайность, трещиноватость).

Наконец, сама структура графита, состоящая из плотноупакованных слоев базисных плоскостей (0001), может легко отвечать на боковое давление перемещением этих слоев перпендикулярно к их нормали [0001] и тем самым усложнять свою форму (рис. 1, д.).

Наряду с этим известны такие кианитовые сланцы, в которых через порфиобласты кианита проходят без смещения скопления графита, маркирующие тонкую слоистость исходных пород (наблюдалось в шлифах и образцах). Здесь при росте кианитовых кристаллов графит внутри них не был перемещен, но (позднее?) отчасти подвергся собирательной перекристаллизации, как, впрочем, и в окружающей основной ткани сланца.

Являясь химически инертным, проходящим (сквозным) минералом, графит как-будто не связан одновременностью образования с андалузитом, кианитом (и поздним силлиманитом) сланцев свиты Кейв. Он, по-видимому, имитирует здесь избыточный компонент. Однако, находясь в одной системе с андалузитом, кианитом и силлиманитом, графит взаимосвязан с ними, как со средой, факторами температуры и давления. Существование графита в области устойчивости андалузита и кианита накладывает ограничение — суживает P—T-область появления графита в сланцах Кейв.

Если наложить в одном масштабе диаграммы фазового равновесия «графит—алмаз» и «андалузит—кианит—силлиманит» [8], то область устойчивости кианита и его полиморфных фаз займет поле наиболее низких давлений и малых температур области устойчивости графита, т. е. примерно между 500—800° и 1 атм—20 кбар.

Форма кристаллов графита, образованного в природе при данной температуре и, возможно, при более низкой (при переотложении) такая же, как при ~15 000° (в упомянутом в начале статьи эксперименте) [4].

Полученные результаты, подобно приведенным в [7, 9] и другим, на новом примере раскрывают большие возможности и перспективы растровой электронной микроскопии, которые вкуче с экспериментальными и теоретическими данными усиливают и повышают достоверность выводов о генезисе минералов, горных пород и геологических объектов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гинзбург И. В., Горшков А. И. О графите кианитовых сланцев Кейв.—Труды Минер. музея АН СССР, 1961, вып. 12.
2. Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. Изд-во АН СССР, 1963.
3. Яковлева М. Е. Кианит.—В кн.: Минералы. «Наука», 1974.
4. JSM-2. Scanning Electron Microscope. Japan Electron Optics Laboratory (JEOL), Co Ltd.—Printed in Japan, № 682, 207—10 Tr. (1967—1968).
5. Минкофф И., Никсон В. С. Наблюдение взаимодействия между адсорбированными примесными атомами и растущими кристаллами графита с помощью растрового электронного микроскопа.—В кн.: Рост кристаллов, т. 8, ч. 2. «Наука», 1968.
6. Сидоренко Св. А. Органическое вещество в докембрии.—Природа, 1976, № 6.
7. Сидоренко А. В., Грицаенко Г. С., Лунова О. И., Ильин М. И., Сидоренко Св. А., Петрова Т. Л. Комплексное применение просвечивающей и растровой электронной микроскопии к изучению докембрийских пород.—В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. «Наука», 1975.
8. Островский И. А., Лапин В. В. Диаграммы фазовых равновесий.—В кн.: Минералы. «Наука», 1974.
9. Грицаенко Г. С., Ильин М. И. Растровая электронная микроскопия минералов (основные направления, перспективы).—Изв. АН СССР, серия геол., 1975, № 7.

И. П. ИЛУПИН, Г. А. ПОНОМАРЕНКО, В. П. СЕРЕНКО

ЖЕЛЕЗИСТОСТЬ ОЛИВИНА ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ЯКУТИИ

Оливин является главным породообразующим минералом кимберлитов и большинства типов глубинных включений ультраосновного состава — наиболее распространенных среди включений в кимберлитах, относимых к подкорovým.

В кимберлитах выделяются два морфологических типа кристаллов оливина, которые обычно рассматриваются в качестве генераций [4, 11, 16]. По мнению большинства исследователей, оливины второй (по В. А. Милашеву — третьей) генерации кристаллизуются из кимберлитового расплава; они мелки (десятые доли миллиметра), нередко идиоморфны, короткопризматического габитуса с хорошо развитыми гранями призм $\{110\}$, $\{120\}$, $\{021\}$, $\{101\}$, пинакоидов $\{010\}$ и $\{001\}$, дипирамиды $\{111\}$ [1]. О происхождении крупных кристаллов, которые образуют овальные или неправильные монокристалльные желваки (нодулы), нет единого мнения: по Г. И. Смирнову [14], это — оливин первой генерации, по Н. Н. Сарсадских с соавторами [13] — ксенокристаллы.

В настоящей статье рассмотрены результаты массовых определений светопреломления и определенной по нему железистости оливина 1-й генерации из кимберлитов Якутии (оливин 2-й генерации изучен только в трубке Удачная-Восточная); обобщение этих данных позволяет более обоснованно подойти к решению проблемы генезиса оливинов в кимберлитах.

Методика. В ходе исследований измерен показатель преломления n_g более 1000 зерен оливина 1-й генерации из кимберлитов разных полей Якутской провинции. Наиболее детально изучены оливины Алакитского, Далдынского и Мунского полей (соответственно 6, 7 и 4 объекта). Зерна оливина для измерений отбирали (за одним исключением) непосредственно из штуфов, в большинстве случаев вся серия изученных зерен отобрана из одного образца. При отборе фиксировались размер зерен, степень серпентинизации оливина, наличие включений.

Показатель преломления n_g измерялся в иммерсионных жидкостях на плоском столике. Светопреломление жидкостей систематически проверялось при 20° с помощью рефрактометров ИРФ-22 и ИРФ-23. Температура в рабочем помещении измерялась в ходе работы, и при отклонении температуры от 20° вносились соответствующие поправки. Изученные зерна (за редчайшими исключениями) не обладают спайностью, в иммерсионных препаратах видны остроугольные обломки, среди которых легко выбрать частицы с максимальным двупреломлением, и по нескольким обломкам найти (по линии Бекке) максимальное значение n'_g , которое и принимается за величину n_g для данного зерна.

Для ряда зерен были измерены два показателя преломления — n_g и n_p . У оливина 1-й генерации из трубки Удачная-Восточная (скв. 203, глуб. 460 м) из 50 измеренных зерен величина двупреломления $n_g - n_p$ оказалась в 15 случаях равной 0,034; в 27 случаях — 0,035; в 8 случаях — 0,036. Это практически равно двупреломлению оливина, указан-

ному в минералогических справочниках — 0,035 для Fe_{100} и 0,038 для $Fe_{80} Fe_{20}$ [6, 12]. Таким образом, мы вправе считать, что точность наших измерений не уступает обычно принимаемой при работе с плоским столиком — $\pm 0,002$, что является достаточным для приводимых ниже сопоставлений и выводов.

Результаты измерения были нанесены на графики и гистограммы; наиболее интересные случаи показаны на рисунках. Интервалы для гистограмм были приняты: более 1,676 до 1,680 (включительно); более 1,680 до 1,684 и т. д.

В ряде построений мы использовали средний показатель преломления для данной трубки (блока), вычислившийся как среднее арифметическое из отдельных измерений. При расчете коэффициентов корреляции (железистость оливина — состав кимберлита) мы определяли железистость оливина по среднему светопреломлению, исходя из линейной зависимости между этими величинами; n_g для чистого форстерита принимался равным 1,670, для состава $Fe_{80} Fe_{20}$ — 1,712 [6]. Отсюда формула для расчета содержания фаялитового компонента в оливине:

$$Fa = \frac{n_g - 1,670}{0,0021}$$

Распределение светопреломления в пределах одного зерна. Для некоторых крупных желваков оливина мы изучили по несколько зерен, отобранных в центре и по периметру желвака. Во вкрапленнике размером 16×11 мм из трубки Магнитная (Мунское поле) во всех 5 точках n_g оказался равным 1,682; в другом желваке размером 24×12 мм обнаружить разницу также не удалось (во всех 5 точках — 1,683). Слабая неоднородность найдена в оливиновых вкрапленниках из трубки Дружба Алакитского поля: в желваке размером $14,5 \times 10$ мм два зерна, отобранных в противоположных точках (вдоль длинной оси), показали n_g 1,686 и 1,687; в другом, весьма крупном (57×36 мм) желваке зерна были отобраны из 5 точек, в трех из них n_g оказался равным 1,691, в двух остальных — 1,694. Видимо, здесь мы встречаемся с реальной неоднородностью крупного зерна, поскольку замеры выполнялись тщательно и в течение короткого промежутка времени.

Аналогичную картину обнаружили Митчелл и Фритц [17] для «фенокристов» оливина из кимберлитов о-ва Сомерсет (Канада): в одних случаях центр и периферия не различаются по составу, в других — разница доходит до 2,4% Fe ; периферические части, как правило, более железистые.

Распределение светопреломления для отдельных образцов и для всей совокупности измерений. Характер распределения светопреломления оливина различается для разных объектов. Наиболее узкие пределы колебаний обнаружил оливин из трубки Руслевая Куойского поля: все 47 измерений оказались в пределах 1,682—1,686. Сравнительно узкие пределы установлены для трубки Заполярная — n_g 49 зерен (из 52 измеренных) находится в интервале 1,680—1,688. Для большинства других трубок разброс значений обычно больше, причем вариации иногда обнаруживаются даже при незначительном числе измерений: так, для Удачной-Западной было измерено всего 12 зерен, показавших предел колебаний от 1,680 до 1,698.

Большинство гистограмм — одновершинные, обычно с постепенным уменьшением числа наблюдений в сторону высоких значений железистости. Но в нескольких случаях (Мир; Удачная-Восточная, скв. 203, глубина 460 м; Майская, Баргыдамалах) установлен сложный (бимодальный) характер гистограммы. Наиболее четко эта особенность про-

Таблица 1

Распределение n_g зерен оливина для отдельных кимберлитовых полей Якутии

Кимберлитовое поле (район, трубка). В скобках—число измерений	Интервалы значений									
	более 1,676 до 1,680	более 1,680 до 1,684	более 1,684 до 1,688	более 1,688 до 1,692	более 1,692 до 1,696	более 1,696 до 1,700	более 1,700 до 1,704	более 1,704 до 1,708	более 1,708 до 1,712	более 1,712 до 1,716
Трубка Мир (50)	1	14	23	9	—	2	1	—	—	—
Алакитское поле (287)	13	78	101	50	27	17	1	—	—	—
Далдынское поле (238)	12	79	92	39	15	1	—	—	—	—
Мунское поле (207)	2	33	116	41	5	3	2	4	1	—
Куойское и Луча- канское поля, Куо- напский район (230)	—	60	74	47	13	8	17	4	1	6
Все измерения (1012)	28	264	406	186	60	31	21	8	2	6

явилась для трубок Искорка и Новинка; здесь двувершинность едва ли можно объяснить ошибками измерений.

Распределение величины n_g по интервалам для отдельных кимберлитовых полей и для всех измерений показано в табл. 1. Для кимберлитовых полей северной части Якутской провинции характерно в общем смещение в область высоких значений n_g , что хорошо согласуется с неоднократно отмечавшейся повышенной железистостью самих кимберлитов этих территорий.

В целом для изученной совокупности оливинов гистограмма распределения светопреломления имеет асимметричный характер с более короткой левой ветвью и растянутой правой. Ранее В. В. Ковальский [9] по данным 198 измерений построил кривую, в левой части которой располагалось 56,1% всех изученных зерен, в правой — 17,1. По нашим данным, количество измерений, находящихся (при выбранных нами границах интервалов) слева от модального интервала, практически равно числу измерений, располагающихся справа от него — соответственно 292 и 314.

Двувершинность распределения, установленная для ряда образцов, хорошо согласуется с общими представлениями о неоднородности присутствующей в кимберлитах массы вкрапленников оливина: вполне вероятно, что этот оливин поступает из разных источников или образуется в ходе различных процессов.

Железистость оливинов по светопреломлению и по данным химического анализа. По химическому составу оливины кимберлитов относятся к изоморфному ряду форстерит—фаялит, с незначительными примесями других компонентов. Согласно литературным данным, оливины кимберлитов содержат 5—18% Fa [4, 5, 11, 13].

Для определения компонентного состава оливинов наиболее просто и достаточно надежно использовать показатель преломления n_g . Однако В. В. Ковальский [9] отметил постоянные расхождения между железистостью оливина, определенной по оптическим замерам, и железистостью, полученной при пересчете результатов химических анализов; была составлена таблица соответствующих поправок (там же, стр. 101, табл. 21), достигающих 3,7% фаялитового компонента.

Нами были измерены показатели преломления нескольких образцов оливина, проанализированных опытными аналитиками. Для каждого образца иммерсионные препараты изучались трижды в разные дни, что-

бы свести к минимуму случайные ошибки. Железистость, полученная по этим измерениям, мало отличается от железистости, вычисленной по данным химиков (табл. 2).

Таблица 2
Химический состав и показатели преломления оливина из кимберлитов Якутии

Окисел	P-562	P-721	P-902
SiO ₂	39,86	40,62	40,18
TiO ₂	0,09	0,10	0,08
Fe ₂ O ₃	0,70	1,01	0,80
FeO	9,74	6,69	6,72
MnO	0,08	0,10	0,08
NiO	0,28	0,28	0,34
MgO	48,48	50,60	50,80
Na ₂ O	0,065	0,031	0,031
K ₂ O	0,066	0,051	0,028
H ₂ O ⁺	0,33	0,30	0,37
Сумма	99,691	99,782	99,429
n_g	1,692	1,685	1,686
n_p	1,657	1,648	1,650
$n_g - n_p$	0,035	0,037	0,036
Содержание фаялитового компонента, мол. %			
1. По данным химического анализа	10,7	7,8	7,6
2. По величине n_g	10,5	7,2	7,6
3. По величине n_p	11,3	6,7	7,7

Примечание. Анализы выполнены микрометодом Л. С. Абрамовой, щелочи — фотометрической пламени Е. Л. Бородиной. Во всех образцах не обнаружены Al₂O₃, CaO, Cr₂O₃, H₂O⁻. Образцы из материала авторов; оливин прозрачен, легко отделяется от корочек серпентина.

Светопреломление крупных и мелких кристаллов оливина (1-й и 2-й генераций). Мелкие зерна оливина (2-я генерация, по Г. И. Смирнову) как правило изменены, но изредка встречаются реликты свежего минерала. Оптические свойства мелких «фенокристаллов» оливина из трубок Веселая, Искорка (Алакитское поле), Дальняя и Удачная-Восточная (Далдынское поле) изучили В. А. Благулькина с соавторами [2]. Эти исследователи отмечают, что показатели преломления оливина мелких «фенокристаллов» и крупных неправильных зерен (1-я генерация в понимании Г. И. Смирнова) для каждой трубки близки, иногда совпадают или характеризуются меньшими величинами для «фенокристаллов».

Нами измерены показатели преломления 30 идиоморфных зерен оливина (2-й генерации) размером от 1,1×0,5 до 0,4×0,2 мм из трубки Удачная-Восточная (скв. 203, глуб. 460 м) — из участка, где оливин практически не подвергся серпентинизации. Величина n_g колеблется в ничтожных пределах — от 1,686 до 1,688 (среднее арифметическое из 30—1,6868).

Крупные овальные желваки оливина 1-й генерации из этого же образца (размером от 8,8×5,5 до 2,5×1,0 мм) показали значительно больший разброс значений n_g : от 1,678 до 1,695 (среднее арифметическое из 50—1,6845). В данном случае оливин 2-й генерации в среднем

более железист, чем оливин вкрапленников 1-й генерации. Более постоянная и более высокая железистость оливина основной массы, по сравнению с оливином крупных выделений (называемых здесь «фенокристаллами») отмечена также для кимберлитов о-ва Сомерсет [17]. Различия в колебаниях железистости представляются вполне закономерными, так как оливин 2-й генерации в отличие от оливина вкрапленников, кристаллизовался при более или менее постоянных условиях.

Строго говоря, для оливина 2-й генерации условия образования не были идеально стабильными. В. А. Благулькина с соавторами [2] дает для оливина мелких «фенокристаллов» трубки Веселая колебания n_g от 1,686 до 1,689 (12 замеров), для Удачной-Восточной — от 1,682 до 1,686 (7 замеров). Митчелл и Фритц приводят колебание молекулярного процента форстерита для оливина основной массы (для центральных частей зерен) — от 88 до 91 (по 26 зернам); кроме того, для 5 зерен с помощью микрозонда ими установлена зональность — слабая для железа, отчетливая для никеля: процент никелевой молекулы в ядрах зерен — от 0,30 до 0,49; в краевых частях тех же зерен — от 0,14 до 0,28.

Показатели преломления оливина разной окраски. В некоторых кимберлитовых трубках Якутии оливин вкрапленников довольно четко разделяется по цвету на зеленую (травяно-зеленую) и буровато-зеленую (оливково-зеленую) разновидности [3].

Е. В. Францесон [15] для оливина из трубки Мир отметила повышенное светопреломление оливково-зеленого оливина по сравнению со светло-зеленым. Та же зависимость получена нами для оливина трубок Удачная и Новинка. Проведенное ранее детальное изучение оливина из элювия трубки Удачная-Восточная показало, что зерна оливина одинаковой интенсивности окраски обнаруживают одинаковое или близкое светопреломление, независимо от оттенка окраски (зеленый или бурый). Но в группе зеленых зерен чаще встречаются светлоокрашенные, а в группе бурых преобладают темноокрашенные, поэтому отмеченная закономерность (повышенная в среднем железистость бурых зерен) сохраняется.

Светопреломление и степень серпентинизации. Обнаружена довольно четкая зависимость: наиболее железистые оливины (более 10% фаялитовой молекулы) серпентинизируются более интенсивно, чем магнезиальные. Эта закономерность показана на рис. 1 для двух объектов — трубки Искорка и трубки Новинка, где обе сравниваемые характеристики варьируют в значительных пределах. Отсюда следует, что соотношение реликтов оливина разной железистости может заметно отличаться от соотношения, существовавшего до серпентинизации.

Исходное (по серпентинизации) соотношение «высоко-» и «низко-железистого» оливина в разных трубках было различным. Так, в некоторых трубках Куойского поля (Русловая), несмотря на очень слабую степень серпентинизации, практически отсутствует оливин бурозеленых тонов. С другой стороны, в трубке Мир, где реликты оливина обнаружены лишь в отдельных блоках и в небольших количествах, бурозеленая разновидность составляет почти половину среди всех зерен оливина, т. е. бурый оливин не исчез при далеко зашедшей серпентинизации.

Светопреломление оливина, содержащего включения. Для таких желваков также обнаружена четкая закономерность: оливины с включениями в каждой изученной выборке тяготеют к наименее железистой группе. Данные по образцам, где оливины с включениями наиболее обильны, показаны на рис. 2. Не составляют исключения и другие образцы, где встречены единичные оливины с включениями: среди наиболее магнезиальных оказались оливин с включением фиолетово-красного пирропа из трубки Мир, оливин с фиолетово-красным

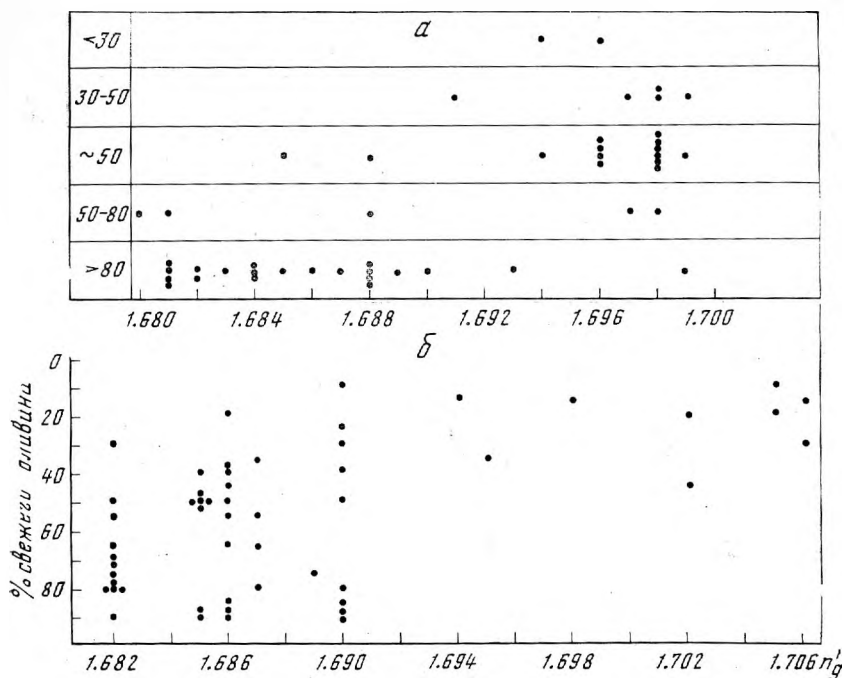


Рис. 1. Зависимость степени серпентинизации оливина от его железистости

а — трубка Искорка, ш. 31а, 47 измерений (по степени замещения оливин разбит на 5 групп); б — трубка Новинка, линия 8, ш. 3, 53 измерения (степень замещения определялась для каждого зерна)

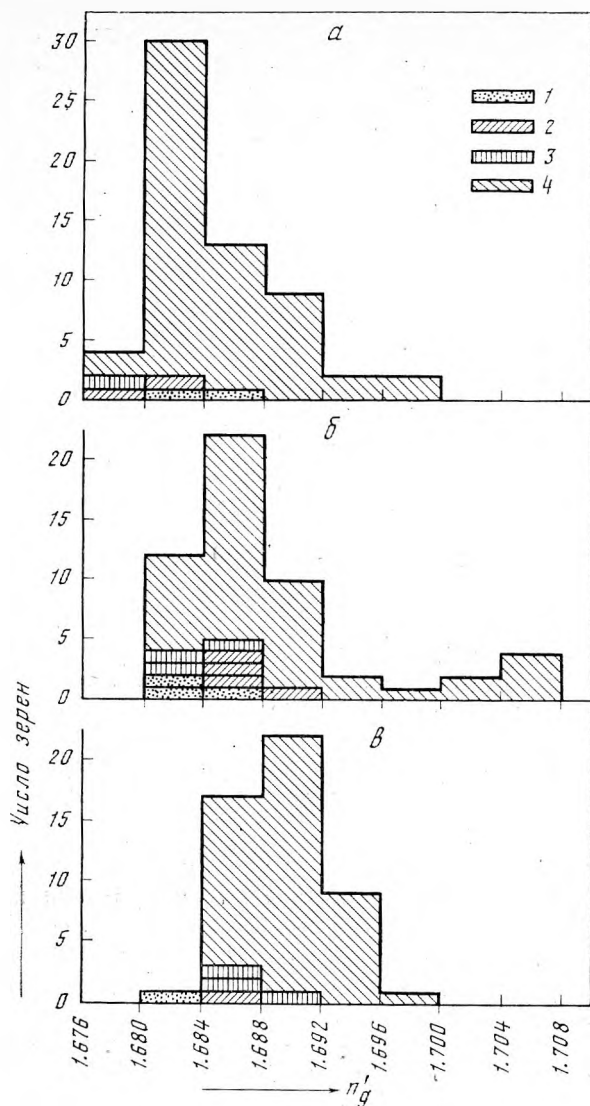
пиропом и оливин с черной хромовой шпинелью из трубки Дружба, два зерна с включением изумрудно-зеленого хромового клинопироксена из трубки Удачная-Восточная (скв. 203, глуб. 460 м), желвак с включением красного пироба из трубки Дальняя (брекчия, ш.15). Среди относительно маложелезистых находится и оливин с включением хромового клинопироксена из Искорки.

С точки зрения магматической кристаллизации оливина, найденная закономерность хорошо согласуется с представлением о закономерном увеличении железистости протовыделений оливина в ходе кристаллизации и о том, что минералы «хромовой» ассоциации выделялись из магмы одними из первых, и потому могут находиться в виде включений преимущественно в наиболее ранних (наиболее магнезиальных) оливиновых вкрапленниках.

Если исходить из гипотезы дробления мантийных пород (обломками которых являются крупные выделения оливина), то следует сделать вывод о заметном различии между оливинами более железистых разностей (пород) и оливинами более магнезиальных ассоциаций: первые практически лишены включений.

Железистость оливина и химический состав кимберлита. Одним из наиболее интересных результатов, полученных при обработке массовых замеров светопреломления оливина, мы считаем установление определенной зависимости между железистостью оливина (вычисленной по среднему показателю преломления данной выборки) и особенностями химического состава кимберлита.

Химический анализ кимберлита выполнялся (как правило) для того же штуфа, из которого отбирались зерна оливина. Для трубки Удачная-Западная (оливин отбирался из дробленных проб) и для трубки Геофизическая (оливин выбран из нескольких образцов) взяты средние арифме-



**Рис. 2. Пониженное светопре-
ломление зерен оливина, содер-
жащих включения**

- а — трубка Маршрутная, ш. 2 (пор-
фировая разность), 60 измере-
ний;
б — трубка Новинка, линия 8, ш. 3,
53 измерения;
в — трубка Второгодница, 50 изме-
рений
1 — зерна оливина с включениями
пиропса,
2 — то же с включениями хромо-
вого клинопироксена,
3 — то же с включениями хромовой
шпиннели,
4 — зерна оливина, в которых вклю-
чения не обнаружены

тические из имеющихся анализов кимберлитов. Данные по изученным объектам сведены в табл. 3, коэффициенты корреляции — в табл. 4.

Ранее А. А. Панкратовым были выполнены массовые измерения n_g оливина из 7 кимберлитовых трубок Якутии. Одним из авторов были вычислены коэффициенты корреляции между средним значением n_g оливина и особенностями химического состава (Fe и Mg/Fe) кимберлита, которые приведены в табл. 4; для кимберлита при расчетах были приняты средние значения по имеющимся к тому времени анализам [7]. Из-за малого числа наблюдений (тубок) эти коэффициенты оказались незначимыми при 5%-ном уровне. Почти все вычисленные нами коэффициенты (кроме $Fa-FeO'$ для выборок из 13 и из 20 объектов) значимы при 5%-ном уровне, а коэффициенты $Fa-MgO/FeO'$ и $Fa-TiO_2$ для 21 и для 23 объектов значимы при 1%-ном уровне.¹

Помимо содержания суммарного железа в кимберлитах, использовано отношение MgO/FeO' , поскольку ранее [7] было показано, что эта ве-

¹ FeO' здесь означает сумму FeO и Fe_2O_3 , которое переведено в FeO ; иными словами, $FeO' = FeO + 0,9 \times Fe_2O_3$ (все в весовых процентах).

Таблица 3

Железистость оливина и особенности химического состава кимберлита

Трубка, разновидность кимберлита, № шурфа (линии)	Оливин			Кимберлит		
	Число зерен	n_g (средн-арифм.)	Fe, мол. %	FeO', вес. %	MgO/FeO'	TiO ₂ , вес. %
Мир	50	1,68694	8,07	7,36	4,08	0,89
Алакитское поле						
Дружба, ш. 9	50	1,6876	8,38	8,53	3,98	2,00
Снежинка, ш. 2	49	1,68853	8,83	8,45	4,06	1,79
Коллективная, ш. 1	50	1,68294	6,16	3,31	6,50	0,09
Искорка, ш. 31а	47	1,6906	9,81	11,59	1,82	3,56
Маршрутная, ш. 2	60	1,68513	7,21	9,63	3,19	2,55
Талисман, ш. 382	31	1,6884	8,76	7,00	4,30	1,65
Далдынское поле						
Дальняя — порфиновый кимберлит, ш. 10	43	1,68598	7,61	8,80	3,63	2,34
Дальняя — брекчия, ш. 15	32	1,68594	7,60	7,27	4,05	2,02
Геофизическая — порфиновый кимберлит	23	1,68895	9,02	9,87	3,19	1,99
Зимняя, ш. 2	48	1,68605	7,65	4,71	5,62	1,14
Удачная-Западная	12	1,68733	8,26	5,30	4,81	0,73
Удачная-Восточная, скв. 217, гл. 20 м	30	1,68537	7,31	7,64	4,34	1,20
Удачная-Восточная, скв. 203, гл. 460 м	50	1,68454	6,93	9,51	3,91	1,60
Мунское (Верхне-Мунское) поле						
Новинка, линия 8, ш. 3	53	1,68837	8,75	6,28	5,60	1,53
Магнитная, ш. 4	50	1,68746	8,31	8,17	3,60	1,79
325 лет Якутии, линия 3, ш. 4	52	1,68815	8,65	5,64	4,96	1,13
Заполярная, линия 4, ш. 2	52	1,6856	7,43	6,58	5,44	1,42
Лучаканское поле						
Отрицательная, ш. 14060]	50	1,6848	7,05	8,28	3,56	1,83
Куонапский район						
Майская, ш. 5311	52	1,68994	9,50	9,96	2,64	2,90
Баргыдамалах, ш. 1371	31	1,7042	16,3	11,06	1,84	3,55
Куойское поле						
Русловая	47	1,68334	6,35	7,01	5,42	0,31
Второгодница	50	1,6901	9,56	7,02	3,98	0,87

Примечание n_g для каждого объекта вычислялось как среднее из всех измерений; вычисление сделано с точностью 4—5 знаков после запятой. FeO' — общее железо (см. примечание в тексте).

личина закономерно связана с особенностями состава других глубинных минералов кимберлитов — ильменита и оранжево-красного пироба. Используются также данные для титана, так как титан в кимберлитах обнаруживает прямую связь с общим железом ([10] рис. 29). Кимберлиты Куойского поля по соотношению титана и железа заметно отличаются от кимберлитов других полей Якутии ([8], рис. 4), поэтому коэффициенты корреляции были подсчитаны отдельно — без трубок Куойского поля и с ними. В одной из выборок исключена трубка Баргыдамалах, где оливин оказался исключительно высокожелезистым (см. табл. 3).

Таблица 4
Коэффициенты парной корреляции

Выборки	Число объектов	Сопоставляемые величины		
		Fe оливина— FeO' кимберлита	Fe оливина— MgO/FeO' кимберлита	Fe оливина— TiO ₂ кимберлита
Кимберлитовые трубки Алакитского и Далдынского полей	13	+0,529	-0,642*	+0,596*
Все объекты, кроме трубки Баргыдамалах и трубок Куойского поля	20	+0,442	-0,503*	+0,541*
Все объекты, кроме трубок Куойского поля	21	+0,499*	-0,585**	+0,633**
Все объекты	23	+0,488*	-0,606**	+0,612**

Ранее подсчитанные значения коэффициентов [7]

		n_g оливина— Fe кимберлита	n_g оливина— Mg:Fe кимберлита
Кимберлитовые трубки Якутии	7	+0,58	-0,66

Примечание. * Коэффициенты, значимые при 5%-ном уровне; ** значимые при 1%-ном уровне.

То, что корреляция между химизмом оливина и химизмом вмещающего кимберлита отличается от идеальной, объясняется рядом причин. Очевидно, не весь оливин связан генетически со связующей массой; какая-то его часть образуется при дроблении глубинных включений. Двухвершинные гистограммы светопреломления оливина, упоминавшиеся выше, могут означать, что часть оливина тесно связана с самой породой (со связующей массой), а другая часть является ксеногенной. Вероятно, «ксеногенный» оливин находится в подчиненном количестве, иначе мы не получили бы значимой корреляции.

Кроме того, большое значение имеют вторичные процессы, проявляющиеся после формирования кимберлитовой трубки и приводящие к некоторому перераспределению вещества. Прежде всего это касается железа: неправильные гнездообразные скопления мелкозернистого магнетита, частично лимонитизированного, широко развиты в ряде кимберлитовых тел, особенно в Алакитском, Далдынском и Мунском кимберлитовых полях [4]. Эти магнетитовые гнезда появляются в породе в результате гидротермальной переработки вслед за образованием трубки. В результате железо распределено неравномерно, и очень трудно объективно оценить долю гнездообразного магнетита, которая должна войти в пробу, направляемую на химический анализ. Неравномерность распределения железа резко проявилась, например, в образце кимберлита из трубки Заполярная (линия 4, шурф 2), где присутствуют магнетитовые гнезда; две пробы кимберлита, отобранные и проанализированные в разное время, показали 5,65% и 7,51% FeO'. Здесь для расчетов мы приняли среднее арифметическое — 6,58%.

Титан в кимберлитах связан прямой зависимостью с железом, но при вторичных изменениях породы титан, по-видимому, гораздо менее подвижен, чем железо. Поэтому вполне естественно, что между железистостью оливина и титаном в породе связь во всех выборках более сильная, чем между железистостью оливина и железом в породе.

FeO' в кимберлитах следует использовать с осторожностью еще и по другой причине. В кимберлитах в переменном количестве содержится карбонат, в подавляющем большинстве случаев представленный кальцитом. Он в той или иной мере «разбавляет» окисно-силикатную состав-

ляющую кимберлитов. Отношения компонентов, входящих в окисно-силикатную часть, представляются нам более показательными, чем абсолютные содержания компонентов. С этими отношениями (MgO/FeO') и следует сравнивать химизм оливина, являющегося одним из минералов, образующих окисно-силикатную составляющую. Выполненные расчеты действительно показали более тесную связь железистости оливина с отношением MgO/FeO' , чем с FeO' .

Очень четко эта особенность проявилась при сопоставлении трубок Русловая и Второгодница Куойского поля. Оливин из этих трубок заметно различается (6,35 и 9,56 мол. % Fa), что никак не связано с абсолютным содержанием железа в породе (7,01 и 7,02% FeO'), но прекрасно увязывается с величиной отношения MgO/FeO' (5,42 и 3,98). Следовательно, отношение MgO/FeO' , в которое входит «подвижный» магний, является для кимберлитов более показательной величиной, чем абсолютное содержание «показательного» (по В. А. Милашеву [10]) железа.

Выводы

В случае принятия гипотезы протоматмической кристаллизации оливина найденные закономерности представляются вполне очевидными: железистость оливина связана с особенностями химизма того расплава, из которого оливин образовался; особенности химизма расплава частично (но не полностью) завуалированы в ходе его дальнейшей (после кристаллизации вкрапленников) эволюции и в ходе постмагматических изменений.

С точки зрения гипотезы образования вкрапленников при дроблении мантийных пород найденная зависимость заставляет предположить, что состав расплава (отраженный в настоящее время в составе связующей массы) формировался преимущественно в том же окружении (в тех же участках мантии), где была заимствована большая часть оливиновых желваков.

В общем гипотеза протоматмической кристаллизации оливина первой генерации как будто подтверждается фактическим материалом. В некоторых кимберлитовых трубках простого строения, выполненных «магматическим» кимберлитом, оливины вкрапленников (1-й генерации) и оливины основной массы (2-й генерации) характеризуются одинаковой степенью идиоморфизма, что не противоречит представлению о непосредственной кристаллизации тех и других из кимберлитового расплава; к тому же оливины вкрапленников имеют иногда довольно постоянный состав.

Однако для большинства кимберлитовых трубок характерны оливины с широким спектром изменения показателей преломления и соответственно различных цветовых разновидностей (трубки Удачная-Восточная, Новинка). Предположить появление различных оливинов магматической дифференциацией кимберлитового субстрата в процессе эволюции родоначального расплава, вероятно, невозможно по той причине, что оливины отдельных фаз внедрения не должны сильно отличаться друг от друга, если считать единым магматический очаг, давший жизнь последовательным порциям, сформировавшим кимберлитовую трубку.

Кроме того, подобное многообразие оливинов, как правило, отмечается не только для всего объема кимберлитового тела, но даже в разновидностях, соответствующих последнему, заключительному этапу его формирования (трубка Удачная-Восточная).

Во всяком случае трудно считать связующую массу кимберлитов лишь «механическим транспортером» оливиновых вкрапленников. Валовой химический состав «механического транспортера» едва ли будет коррелировать с химическим составом обломков, которые он переносит.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алмазы Сибири. Госгеолтехиздат, 1957.
2. Благулькина В. А., Ровша В. С., Сарсадских Н. Н. К минералогии связующей массы кимберлита.— Зап. Всесоюз. минер. об-ва, ч. 91, вып. 2, 1962.
3. Бобривич А. П., Бондаренко М. Н., Гневушев М. А., Красов Л. М., Смирнов Г. И., Юркевич Р. К. Алмазные месторождения Якутии. Госгеолтехиздат, 1959.
4. 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. «Недра», 1964.
5. Васильев В. Г., Ковальский В. В., Черский Н. В. Происхождение алмазов. «Недра», 1968.
6. Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. ИЛ, 1953.
7. Илупин И. П. О зависимости между составом некоторых первичных минералов и химическим составом кимберлитов Якутии.— Зап. Всесоюз. минер. об-ва, ч. 98, вып. 5, 1969.
8. Илупин И. П. Содержание фосфора и серы в кимберлитах Якутии.— Геохимия, 1970, № 9.
9. Ковальский В. В. Кимберлитовые породы Якутии и основные принципы их петрогенетической классификации. Изд-во АН СССР, 1963.
10. Милашев В. А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазоносности. Л., «Недра», 1965.
11. Милашев В. А., Крутоярский М. А., Рабкин М. И., Эрлих Э. Н. Кимберлитовые породы и пикритовые порфиры северо-восточной части Сибирской платформы. Госгеолтехиздат, 1963.
12. Минералы. Справочник. Т. 3, вып. 1. «Наука», 1972.
13. Сарсадских Н. Н., Ровша В. С., Благулькина В. А. Минералы включений пироповых перидотитов в кимберлитах Далдыно-Алакитского алмазоносного района.— В кн.: Материалы по изучению алмазов и алмазоносных районов СССР (Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 40). Л., 1960.
14. Смирнов Г. И. Протомагматическая стадия минералообразования в кимберлитах.— Геология и геофизика, 1970, № 12.
15. Францессон Е. В. Петрология кимберлитов. «Недра», 1968.
16. Dawson J. B. Advances in kimberlite geology.— Earth-Sci. Rev., 1971, 7, N 4.
17. Mitchell R. H., Fritz P. Kimberlite from Somerset Island, district of Franklin, N. W. T.— Canad. J. Earth Sci., 1973, 10, N 3.

Ю. Л. КАПУСТИН

О НАХОДКЕ АКЦЕССОРНОГО ЛОПАРИТА В НЕФЕЛИНСИЕНИТОВЫХ МАССИВАХ ТУВЫ

Лопарит — относительно редкий минерал, хотя в отдельных случаях и образует скопления. В Сибири известны всего две находки лопарита в нефелиновых сиенитах: в Северном Прибайкалье и на Дальнем Востоке. Нами акцессорный лопарит обнаружен в Туве. В этом регионе щелочной магматизм проявлен довольно широко, причем исключительно в его восточной части. Здесь десятки отдельных нефелинсиенитовых и щелочносиенитовых массивов располагаются в пределах древних докембрийских блоков (архей или нижний протерозой), перекрытых венд-кембрийскими терригенно-карбонатными отложениями.

Щелочные массивы в Восточной Туве имеют небольшие размеры (преимущественно 2—10 км², в единичных случаях до 40 км²) и представляют собой крутые овальные штоки (Коргередаба, Тоскул, Пичехоль, Дугду) или системы протяженных (до 10—15 км) линейных жил (междуречье Баянкол-Эрзин). Большинство этих массивов окружено мощными (до 2 км) полями фенитизации. Из всех известных здесь в настоящее время массивов только четыре (Коргередаба, Улан-Эрге, Пичехоль и Дугду) содержат пегматиты и пневматолито-гидротермальные образования [1]. В них и был обнаружен лопарит.

Пегматиты в перечисленных массивах развиты в различной степени. Наиболее многочисленны они в Пичехоле, где нами встречены десятки пегматитовых жил. Однако в Пичехоле и Улан-Эрге подавляющее большинство пегматитов имеют простое строение, незональны, сложены гигантокристаллическим агрегатом микроклина, нефелина и пироксена или биотита, с редкими альбитизированными участками и почти не содержат редкометалльной минерализации. В них присутствуют обычные типоморфные минералы миаскитов — биотит или эгирин-авгит, гастингсит, канкринит, флюорит и акцессорные — циркон, ильменит, магнетит, сфен, ортит, пирохлор и апатит. В массивах Коргередаба и Дугду встречены четко зональные пегматитовые жилы с типичными агпаитовыми пороодообразующими минералами: эгирином, арфведсонитом, содалитом, астрофиллитом и акцессорными — эвдиалитом, катаплеитом, ловенитом, лейкофаном, рамзаитом, ринколитом. Редкометалльная минерализация в них более обильна и разнообразна, особенно в пегматитах.

Поблизости от пегматитового поля в этом массиве в сланцах развиты и метасоматические пневматолито-гидротермальные образования, приуроченные к крутым секущим зонам мелких смещений, интенсивной трещиноватости и дробления. Пневматолито-гидротермальные образования представлены линейными жилами и зонами развития эгирин-биотитовых, нефелин-полевошпатовых, биотит-альбитовых, флюоритовых, эгирин-флюоритовых и других пород, альбититов, кальцитовых и альбит-кальцитовых жил с акцессорными титано- и цирконосиликатами, ниобатами, ильменитом, апатитом и минералами TR. Особенно часто эти минералы встречаются в меланократовых жилах, богатых эгирином, лепидомеланом и флюоритом. В них обнаружены также энigmatит, гетценит, астрофиллит, арфведсонит и акцессорные ринколит, эвдиалит, велерит, минералы группы бритолита.

Во всех случаях четко выдерживается закономерность: с появлением типичных агпаитовых пороодообразующих минералов — эгирина, арфведсонита, астрофиллита — резко возрастает общее количество акцессорных минералов Ti, Nb, Zr и увеличивается содержание этих элементов в породах любого типа. В них же появляется и акцессорный лопарит.

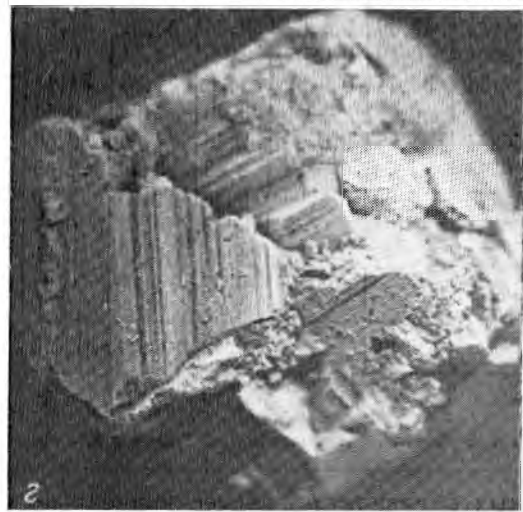
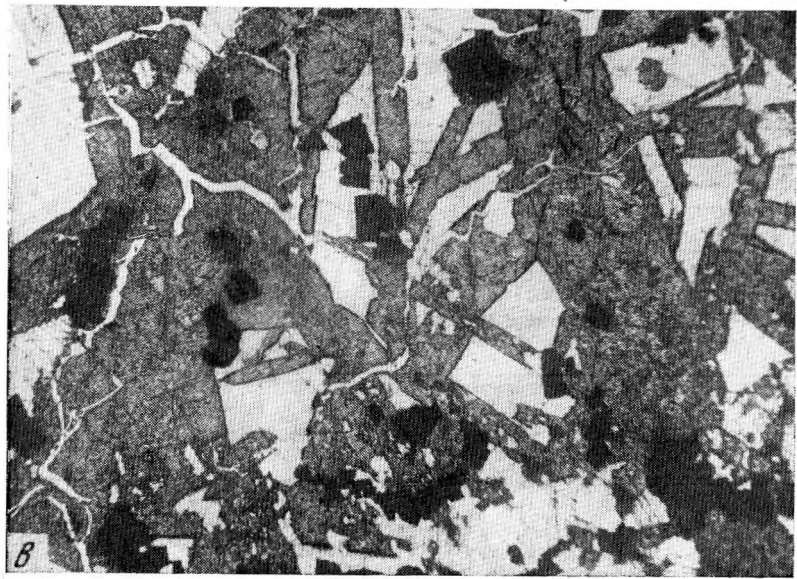
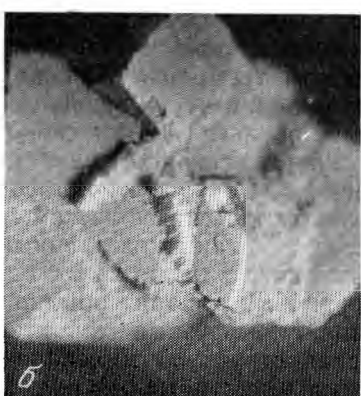
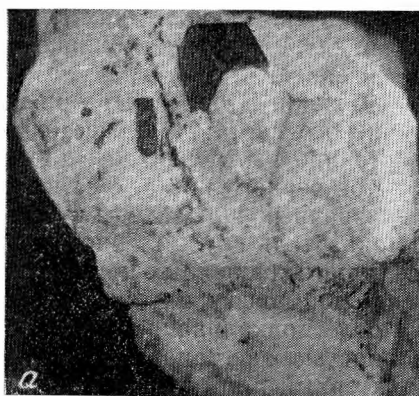
В пегматитах лопарит встречен в массивах Коргеретаба и Дугду. В обоих случаях пегматиты представлены зональными жилами с акцессорной редкометальной минерализацией и широким развитием многостадийных поздних процессов — альбитизации, цеолитизации, иногда — содалитизации и флюоритизации. В жилах содержатся агпаитовые минералы и установлен ряд последовательных минеральных ассоциаций. Лопарит не обнаружен в ранних ассоциациях и во всех случаях появляется на завершающей стадии пегматитового процесса. Для ранних ассоциаций типичны астрофиллит и акцессорные силикаты TR, Ti и Zr (эвдиалит или гиортдалит, бритолит, ринколит, спенсит). Затем появляются анальцит, содалит, акцессорные минералы — гентгельвин, катаплетит, бритолитоподобные водные силикаты TR [1, 2]. В альбитизированных участках катаплетит замещается цирконом, появляются акцессорные бетафит, гейландит, апофиллит и ловенит. На последующей стадии в отдельных участках пегматитов образуются гнезда натролита и участки натролитизации. В них встречаются скопления анальцита, флюорита, позднего катаплента 2-й генерации, иногда (Коргеретаба) — крупные (до 7 см) призматические кристаллы рамзаита и нептунита и сростки этих двух минералов. Здесь же присутствуют акцессорные циркон, лейкофан, циркофиллит, полилититонит, апатит, розенбушит и ильменит.

Акцессорный лопарит встречен и в альбитизированных участках пегматитов и в скоплениях нептунита среди агрегатов натролита в ничтожных количествах. Лопарит в них является редчайшим минералом и его количество значительно меньше 0,01% в породе. Лопарит ассоциирует с арфведсонитом, ильменитом и цирконом в альбитизированной породе и образует отдельные, хорошо ограненные кристаллы размером до 2 мм (рис. 1, а). Они обычно однородны, чисты и в периферических частях иногда содержат редкие вроски игл арфведсонита или лейст альбита. Иногда кристаллы лопарита нарастают на поверхности кристаллических скоплений циркона, обрастая его кристаллы (рис. 1, б).

В скоплениях нептунита и рамзаита лопарит образует зернистые агрегаты (до 1 см) или сростки мелких кубических кристаллов (1—2 мм), обычно сдвойникованных по флюоритовому закону. Они нарастают на крупных блоках микроклина или на пластинах катаплента и нарастающая поверхность кристаллов лопарита покрыта грубой индукционной скульптурой (рис. 1, в). Реже одиночные хорошо образованные кубические кристаллы лопарита размером до 1 мм образуют вкрапленность в массе натролита, эгирина и катаплента (рис. 1, г).

В скоплениях рамзаита и нептунита лопарит обычно встречается в центральных частях и обрастает крупными выделениями этих силикатов. Кристаллы лопарита в них сохраняют четкий идиоморфизм, но с поверхности покрыты порошковатым налетом серого анатаза. Встречаются и полные псевдоморфозы анатаза по лопариту, сохраняющие первичную кубическую форму.

В лепидомелан-эгириновых метасоматитах Дугду, развивавшихся по биотитовым песчанистым сланцам, акцессорный лопарит встречен в виде редких одиночных кристаллов размером до 2 мм, образующих спорадическую неравномерную вкрапленность. Иногда лопарит присутствует в скоплениях зерен энigmatита или апатита и флюорита. В этих породах лопарит обычно представлен плохо образованными или корродированными с поверхности кристаллами, часто — с резкой индукционной скульптурой и вросками игл силикатов и зерен флюорита. Единичные



- а* — хорошо огрaнeнный кубический кристалл лопарита (черное) в альбитизированном пегматите, штуф, Коргередаба, увел. 4;
- б* — сrostки кубических кристаллов лопарита с цирконом, Дугду, увел. 8;
- в* — вкрапленность кристаллов лопарита (черное) в натролитизированном участке пегматита; серые шестоватые кристаллы згирина, Коргередаба, прозрачный шлиф, без анализатора увел. 12;
- г* — индукционная штриховка на гранях кристаллов лопарита, нарoсших на микроклине; Коргередаба, увел. 20

Морфология кристаллов лопарита

кристаллы лопарита обнаружены в периферических зонах измененных линз известняков, превращенных в кальцифиры с обильной примесью апатита, тремолита, диоксида и мизерита.

Свойства лопарита из разных пород близки. В пегматитах он постоянно темно-красного или красно-коричневого цвета; в шлифе он ярко-красного цвета, прозрачен, чист и постоянно изотропен; без видимого двойникования. Лопарит из метасоматитов черного цвета, с более сильным полуметаллическим блеском, в прозрачных шлифах — бурого цвета, просвечивает, также изотропный. Показатель преломления лопарита слабо меняется (от 2,2 до 2,3) у более темноокрашенных кристаллов он выше. Первичный лопарит обычно рентгеноаморфен или же его дебаеграмма имеет диффузный характер. После прокаливания до 900° кристаллическая структура минерала полностью восстанавливается, и его дебаеграмма имеет обычный вид, характерный для лопарита из других массивов.

Состав лопарита из Тувы варьирует и характеризуется постоянным высоким содержанием TR_2O_3 при относительно небольшом содержании Nb_2O_5 (таблица) Тувинский лопарит имеет состав, промежуточный по содержанию Nb_2O_5 между лопаритом из Кольского массива и из Прибайкалья. Проанализированные образцы тувинского лопарита характеризуются чистотой, лишь в первом из них (см. таблицу) отмечена примесь Si и Al, обусловленная наличием в минерале микровключений натролита и альбита. По сравнению с кольским лопаритом в тувинском минерале резко понижено содержание Ta_2O_5 и отношение Nb_2O_5/Ta_2O_5 составляет около 55.

Химический состав лопарита

Компоненты	Коргередаба				Дугду		Прибайкалье [4]		Кольский п-ов [3]	
	1		2		3		4	5	6	7
	вес. %	атомн. кол-во	вес. %	атомн. кол-во	вес. %	атомн. кол-во	вес. %			
Nb_2O_5	5,56	0,0425	6,40	0,0481	6,90	0,0519	3,49	3,27	9,38	10,82
Ta_2O_5	0,41	0,0005	0,12	0,0006	0,12	0,0006	0,46	0,10	0,72	0,66
SiO_2	2,32	—	Не обн.	—	0,16	—	8,18	1,90	0,44	0,27
TiO_2	38,60	0,4825	41,30	0,5162	42,30	0,5262	39,28	45,35	39,88	39,24
ThO_2	—	—	0,14	0,0005	0,19	0,0007	3,00	1,44	0,74	0,67
TR_2O_3	33,60	0,2038	35,28	0,2138	35,71	0,2165	31,28	33,38	31,18	32,30
Al_2O_3	1,75	—	Не обн.	—	0,05	—	0,60	1,63	0,14	Н. о.
Fe_2O_3	2,64	0,0330	1,89	0,0234	1,60	0,0200	2,46	1,85	0,40	0,06
CaO^*	4,00	0,0714	4,35	0,0778	3,76	0,0671	2,68	3,70	8,38	5,88
Na_2O	8,22	0,2652	8,60	0,2778	9,00	0,2903	6,36	2,95	8,50	9,06
K_2O	0,57	0,0121	0,71	0,0151	0,23	0,0048	0,54	0,95	0,17	0,76
H_2O	2,27	0,2522	1,00	0,1010	—	—	1,10	0,43	0,20	—
Прочие	—	—	—	—	—	—	0,27	1,06	0,03	—
Сумма	999,73	—	99,79	—	100,02	—	99,72	100,01	100,16	99,72
Уд. вес.	4,54		4,56		4,63		4,78	4,72	4,79	4,77

Примечание. Аналитик тувинских образцов А. В. Быкова. * Включая SrO —3,30% (5) и 0,62 (6).

. Формулы проанализированных образцов практически идеально отвечают обычной формуле лопарита типа $(TR, Ca, Na)(Ti, Nb)O_3$:

- $(Na_{0,44}TR_{0,37}Ca_{0,16}K_{0,02})_{0,99}(Ti_{0,86}Nb_{0,08}Fe_{0,06})_{1,00}O_{2,98} \cdot 0,22 H_2O$;
- $(Na_{0,48}TR_{0,37}Ca_{0,13}K_{0,02})_{1,00}(Ti_{0,98}Nb_{0,08}Fe_{0,04}^{3+})_{1,00}O_{2,96} \cdot 0,1 H_2O$;
- $(Na_{0,49}TR_{0,36}Ca_{0,11}K_{0,01})_{0,97}(Ti_{0,89}Nb_{0,09}Fe_{0,03}^{3+})_{1,00}O_{2,95}$.

Соотношения атомных количеств в минерале составляют: TR_3O_3/CaO — 2, TiO_2/Nb_2O_5 — 11; Nb_2O_5/Ta_2O_5 — 80. Все изученные образцы из Тувы имеют резко цериевый состав TR.

1. $La_{26}Ce_{50}Pr_6Nd_{17}Sm_{0,5}Gd_{0,5}$;
 $Dy_{0,1}Er_{0,1}Y_{1,1}$;
2. $La_{26}Ce_{50}Pr_{4,8}Nd_{16}Sm_{0,7}Eu_{0,4}Gd_{0,8}$;
 $Dy_{0,1}Er_{0,1}Y_{1,1}$;
3. $La_{22}Ce_{49}Pr_{6,2}Nd_{18,9}Sm_{0,8}Eu_{0,5}Gd_{1,2}$;
 $Dy_{0,2}Er_{0,1}Yb_{0,1}Y_{1,0}$;

что характерно и для лопарита из прочих мест. Содержание суммы $Ce+La+Nb+Pr$ в них составляет 95—99%, при содержании Y около 1% и незначительной примеси тяжелых лантаноидов (1—2%). Состав TR в кольском лопарите — $La_{25}Ce_{53,7}Pr_6Nd_{14}Sm_1Eu_{0,4}Gd_{0,6}Tb_{0,04}Dy_{0,12}Ho_{0,01}Er_{0,02}Tu_{0,03}Yb_{0,01}Y_{0,01}$ [3]. Лопарит в щелочных породах — один из наиболее селективных цериевых минералов. Ассоциирующие с ним эвдиалит, катаплит и ловенит имеют более иттриевый состав TR, с относительным содержанием Y до 8%.

Лопарит — весьма устойчивый минерал. Он хорошо сохраняется и лишь на поздних стадиях гидротермального процесса замещается порошокатым анатазом. В гипергенных условиях лопарит изменяется слабо и весьма медленно. Постепенно кристаллы его тускнеют и покрываются тончайшим налетом порошокатого анатазового лейкоксена. Обычно лопарит накапливается в гипергенных продуктах и при перемыве их иногда концентрируется в россыпях. Однако такие россыпи встречаются лишь вблизи от массивов, богатых лопаритом; в тувинских массивах содержание лопарита ничтожно и ожидать образования его концентраций не приходится.

ЛИТЕРАТУРА

1. Капустин Ю. Л. Особенности строения, состав и распределение редкометальной минерализации в пегматитах нефелиновых сиенитов Восточной Тувы. — В кн.: Закономерности распределения редкометальной минерализации в пегматитах. «Наука», 1969.
2. Капустин Ю. Л. Акцессорная бериллиевая минерализация в щелочных породах Тувы. — В кн.: Новые данные по геологии, минералогии, геохимии щелочных пород. «Недра», 1973.
3. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. «Наука», 1959.
4. Хомяков А. П. Лопарит, ринколит из щелочного массива Бурпала (Северное Прибайкалье). — В кн.: Минералогические исследования, вып. 2. М., 1972.

В. Д. КОЛОМЕНСКИЙ

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОЛИВИНА ИЗ ПАЛЛАСИТА ПАЛЛАСОВО ЖЕЛЕЗО

Известны работы Г. Розе (Rose) [1, 2], Н. И. Кокшарова [3, 4, 5], А. Н. Заварицкого, Л. Г. Кваши [6], П. Н. Чирвинского [7] и других, в которых освещены отдельные вопросы по минералогии оливина из метеорита Палласово Железо. Данная работа обобщает ранее опубликованные и новые, полученные автором, результаты. Приведенные ниже результаты всесторонних исследований оливина основаны на изучении образцов палласита из различных коллекций¹. Все образцы Палласова Железа, кроме образцов Комитета по метеоритам АН СССР, имеют губчатую, ноздреватую поверхность с мелкими полостями от выкрошившихся зерен оливина, по которым можно получить представление о форме и размерах кристаллов этого минерала.

Морфология оливина. Форма кристаллов обычно округлая или овальная, с гладкой блестящей поверхностью. Большинство кристаллов имеет одну, две, три, реже больше, как правило, смежные грани, хотя иногда и со сглаженными ребрами. Поверхности граней плоские, реже выпуклые или вогнутые, а также бугорчатые с чередующимися выпуклыми и вогнутыми участками. На поверхности одного кристалла наблюдались полигональные слои роста. Размеры кристаллов оливина варьируют в широких пределах, от долей миллиметра до 15 мм, но чаще всего до 5 мм. Ранее гониометрическими исследованиями было установлено 19 простых форм [1—5, 8]. Автором совместно с проф. И. И. Шафрановским и Т. В. Пахомовой произведено гониометрическое изучение семи кристаллов оливинов (от обр. 677 и обр. 610/35), в которых удалось определить 15 простых форм (табл. 1, [11], рис. 1).

Характерной особенностью морфологии изученных кристаллов является наличие морфологических поясов, наиболее богатых формами. На первом месте стоят пояса [100] (шесть простых форм), [101] (пять простых форм), [010] (пять форм) и [001] (четыре формы). Затем пояса, содержащие по три формы—[201], [302] и [601]. Оси шести из семи отмеченных поясов лежат в плоскости (010), т. е. перпендикулярны второй кристаллографической оси [010].

Внутри некоторых кристаллов оливина в отдельных участках встречены «трубчатые каналы». Впервые сведения о них появились в работе Г. Розе [2], а затем у Н. И. Кокшарова [4]. Трубчатые каналы в оливине прямолинейно вытянуты в двух направлениях: вдоль [001] и [120]. Распределены они неравномерно. В целых кристаллах каналы не имеют выхода на поверхности и заканчиваются внутри их тупым закруглением. Некоторые каналы частично или полностью заполнены включениями вещества серо-черного цвета. Длина каналов колеблется от 40 до 400 мк имеет поперечное сечение до 3 мк. Форма сечения их близка к эллипсу.

¹ Комитета по метеоритам АН СССР (две крупных пластины и обр. 151, 677), Горного музея Ленинградского горного ин-та им. Г. В. Плеханова (обр. 610/35 и 77), Киевского геологического музея Института геологических наук АН УССР (обр. 25), Петрографо-минералогического музея Одесского университета им. И. И. Мечникова (обр. 12) и Музея естествознания Харьковского университета (обр. 4443/9).

Таблица 1

Простые формы кристаллов оливина в палласите Палласово Железо

Название формы	Обозначение простых форм [9]	Символы	По В. Гольдшмидту [10]		По Розе Г. [1, 2]	По Н. И. Кокшарову [4]	По Коломенскому В. Д. и др. [11]
Пинакоид	<i>b</i>	010	0°00	90°00	+	+	+
	<i>c</i>	001		0°00	+	+	+
Ромбическая призма типа { <i>hko</i> }	<i>m</i>	110	65°01	90°00	+	+	+
	<i>s</i>	120	47°01	90°00	+	+	+
	<i>r</i>	130	35°35	90°00	+	+	+
Ромбическая призма типа { <i>okl</i> }	<i>w</i>	012	0°00	16°20	—	+	+
	<i>h</i>	011	0°00	30°23	—	+	+
	<i>k</i>	021	0°00	49°33	+	+	+
	<i>p</i>	041	0°00	66°55	+	+	+
Ромбическая призма типа { <i>hol</i> }	<i>β</i>	106	90°00	11°51	—	+	—
	<i>v</i>	102	90°00	32°11	—	+	—
	<i>γ</i>	203	90°00	40°00	—	+	—
	<i>d</i>	101	90°00	51°32	+	+	—
Ромбическая дипирамида	<i>l</i>	131	35°35	65°12	+	+	+
	<i>f</i>	121	47°01	59°50	+	+	+
	<i>e</i>	111	65°01	54°15	+	+	+
	<i>o</i>	112	65°01	34°47	—	+	+
	<i>q</i>	116	65°01	13°02	—	+	+
	<i>α</i>	213	76°53	40°45	—	+	+

Примечание. + — форма установлена, — форма не установлена.

Пораметрические исследования, проведенные автором совместно с И. А. Юдиным и В. Н. Савельевым [12], показали, что для оливина из Палласова Железа характерно: 1) практическое отсутствие мелких пор диаметром $< 100 \text{ \AA}$, 2) более половины пор имеют диаметр 150—500 \AA и, наконец, 3) присутствие пор больших размеров, более 1000 \AA (рис. 2). Пory имеют разнообразные формы и размеры и расположены неравномерно.

Окраска кристаллов оливина зеленая, светло-зеленая, желтовато-зеленая до буроватой. Распределение окраски в кристаллах неравномерное — в краях желтовато-бурая до светло-зеленой, зеленой и желтоватой в центре. В отдельных кристаллах наблюдается пятнистое распределение окраски. Под бинокулярным микроскопом можно видеть, что кристаллы оливина зеленого или светло-зеленого цвета содержат участки, окрашенные за счет вторичных включений окислов и гидроксидов железа, проникших в кристаллы по трещинкам.

Прозрачность оливина зависит, главным образом, от степени трещиноватости кристаллов и наличия в трещинках вторичных продуктов. Блеск стеклянный.

Оптические свойства оливина из метеорита Палласово Железо изучались на обр. 610/35. Показатели преломления оливина, по определению М. И. Хотиной, следующие: $N_g = 1,697 \pm 0,002$; $N_m = 1,677 \pm 0,002$ и $N_p = 1,657 \pm 0,002$; $N_g - N_p = 0,040$ и $+2V = 90^\circ$.

Результаты спектрофотометрических исследований [13] в видимом диапазоне света (400—750 нм) для девяти проб обр. 610/35 в разных фракциях приведены на рис. 3 и в табл. 2, где показаны спектры отражения и дана краткая визуальная характеристика и спектральное положение максимумов поглощения исследуемых образцов. Сравнение спектров оливинов, полученных для различных фракций показало, что по мере уменьшения размера зерен увеличивается отражательная способность и, как правило, отчетливее проявляется тонкая структура спектров.

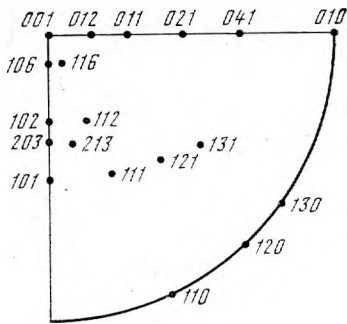


Рис. 1. Сводная гномостереографическая проекция граней кристаллов оливина палласита Палласово Железо

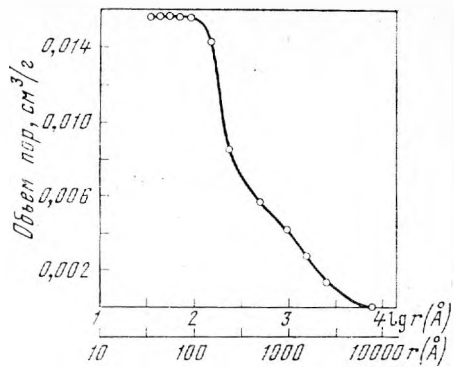
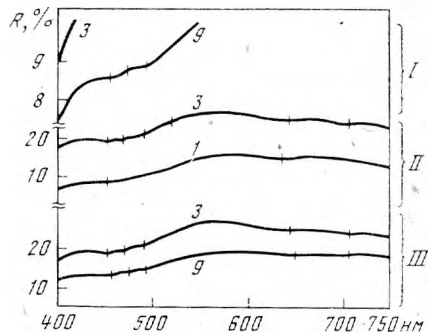


Рис. 2. Интегральная кривая распределения объема пор по радиусам в оливине палласита Палласово Железо (19)

Рис. 3. Спектры отражения порошковых проб оливинов и палласита Палласово Железо

I — фракция < 0,25 мм (3 и 9), снята в увеличенном масштабе;
 II — фракция < 0,25 мм (3) 0,5—1,0 мм (1), сняты в нормальном масштабе;
 III — фракция < 0,25 мм (3 и 9), снята в увеличенном масштабе;
 Короткие штрихи на спектральных кривых отмечают положение максимумов полос поглощения (10)



Как видно из рис. 3, для спектров оливинов характерно наличие широкой и интенсивной полосы поглощения, максимум которой (на рис. 3 минимум кривой) располагается в ультрафиолетовой области, а в видимом диапазоне наблюдается только правое крыло этой полосы. Для полученных спектров характерно проявление в длинноволновом участке видимого света второй интенсивной и широкой полосы поглощения, точнее, левого крыла этой полосы (максимум поглощения ее располагается, очевидно, в ближней инфракрасной области). Интенсивностями этих двух главных полос поглощения, т. е. глубиной «долин», описываемых крыльями полос, а также спектральными положениями краев полос в основном и определяется окраска оливинов.

Таблица 2

Цвет и спектральное положение максимумов поглощения оливинов из палласита Палласово Железо

Образец	Цвет	Положение в спектре наблюдаемых максимумов поглощения, нм				
		452	470	490	650	710
3	Светло-зеленый	452	470	490	650	710
6	Светло-желтый	454	474	495	638	708
9	С примазками окислов железа	454	474	495	640	708

Спайность по (010) средняя и по (001) несовершенная. Кристаллы оливина сильно трещиноваты. Распределена трещиноватость неравномерно как внутри отдельного кристалла, так и в других кристаллах пластины палласита. Встречаются трещины ровные и неровные, тонкие (видимые только при увеличении) и широкие. В кристаллах встречаются ровные трещины (как одиночные, так и в виде системы или пересекающихся систем субпараллельных трещин), по-видимому, приуроченные к плоскостям спайности оливина. В просмотренных кристаллах оливина отмечено несколько типов сколов (изломов): гладкий, по-видимому, приуроченный к спайности, раковистый и так называемый ручьевой узор, характеризующий распределение напряжений еще нерасколовшихся кристаллов [11].

Плотность была определена на термоградиентной трубке в лаборатории ВСЕГЕИ Т. И. Гурдовой для оливина обр. 610/35 и равна 3,3612 г/см³ (для сравнения — 3,3404 при $t=20^\circ$ [14]; 3,362 при $t=17^\circ$ [15]; 3,3372 и 3,3415 [4]).

Химический состав приведен в табл. 3. Известно 11 химических анализов оливина из палласита Палласово Железо (табл. 3), где числовые значения по трем главным окислам MgO, FeO и SiO₂ довольно близки, кроме двух анализов нечистого оливина (табл. 3, колонки 9 и 12). Наблюдающиеся небольшие колебания можно объяснить погрешностью при выполнении анализа и, возможно, некоторыми колебаниями химического состава в разных участках палласита. На остальные окислы приходится менее 1%. Для некоторых окислов содержание, по данным разных авторов, резко колеблется от нуля до десятых долей процента, например для MnO, Al₂O₃ и SnO₂. Вполне вероятно, что максимальные значения для этих окислов завышены.

По среднему из девяти анализов (табл. 3) автором рассчитана кристаллохимическая формула: $(Mg_{1,740}Fe_{0,240}Mn_{0,003}Al_{0,001})_{1,984} [Si_{0,998}O_4]$.

Таблица 3

Химические анализы оливина палласита Палласово Железо

Окисел	Среднее из трех анализов Штромера [14]	Анализ Вальмштеда [15]	Анализ Берцелиуса [16]	5	Анализ М. Лейхтенбергского [4]	7	Анализ Баумхуэра [17]	Анализ Уайтфильда [7]	Анализ Е. Н. Егоровой [18]	Анализ М. М. Лукьянчиков и В. А. Харитоновой [19]	12
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	38,48	40,83	40,8	40,56	40,00	40,17	40,87	37,22	40,43	40,43	39,47
MgO	48,42	47,74	47,35	47,19	47,75	47,28	46,93	47,07	48,05	46,57	45,58
FeO	11,19	11,53	11,72	11,87	11,61	11,92	12,11	15,21	11,40	11,51	13,65
MnO	0,31	0,29	0,43	0,29	Не опр.	—	—	0,00	Не опр.	—	—
CaO	—	Следы	—	—	—	—	—	—	Не обн.	—	—
Al ₂ O ₃	0,18	»	—	0,06	Следы	Следы	—	0,46	»	0,63	0,43
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	—	—	Следы	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	»	—	—	—	—	—	—	—	—
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	Не обн.	—	—
NiO	0,00	—	0,00	—	—	—	—	—	»	—	—
SnO ₂	—	—	0,17	Не опр.	0,07	0,09	—	0,00	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	Не опр.	—	—
O при 110°	—	—	—	—	—	—	—	—	0,14	—	—
S	—	—	—	—	—	—	—	—	Не опр.	—	—
Сумма	98,58	100,39	100,53	99,97	99,43	99,46	99,91	99,96	99,72	99,14	99,13

Содержание фаялитового компонента получилось равным 12,12 мол.%, а по P. R. Buseck, J. I. Goldstein [20] и по V. Mason [21]—12,5 мол. %.

По содержанию FeO в оливине, Ni в никелистом железе и никелистого железа в палласите данный метеорит относится к первой подгруппе второй группы палласитов классификации А. А. Явнеля [22].

Микронзондовые исследования дали содержание $Fe=9,25 \pm 0,12$ вес.%, $Mg=29,0$ вес.% [26]. Если эти значения пересчитать на окислы, получим $FeO=11,89 \pm 0,15\%$ и $MgO=48,07$, что очень близко к данным этих окислов в среднем из анализов (см. табл. 3).

Содержание элементов-примесей в оливине палласита Палласово Железо приведено в табл. 4. Кроме того, отмечают следы мышьяка [23], но Е. Е. Schmid [24] считает, что он попал в оливин как вторичный продукт выветривания из соединений никелистого железа.

Таблица 4

Содержание элементов-примесей в оливине палласита Палласово Железо

Элементы и содержание	Из какой работы	Вид анализа
Ni = 0,003% *	А. А. Явнель [25]	Спектральный
Co = 30 ± 2 , ppm	Л. Н. Коломейцева [26]	Электронное зондирование
Cr = 150 ± 50 ppm		
Mn = $0,20 \pm 0,01$ вес. %		
U = $2,0 \pm 0,1 \times 10^{-7}$ г/г; $1,9 \pm 0,2 \times 10^{-7}$ г/г; $1,7 \pm 0,1 \times 10^{-7}$ г/г и $1,8 \pm 0,1 \times 10^{-7}$ г/г	М. М. Шац ** [27]	Люминесцентный и активационный
Hg = $1,2 \times 10^{-6}$ % и $4,5 \times 10^{-6}$ %	Л. Г. Кваша и др. [28]	Химический
Ne ³ = $39 \pm 2 \times 10^{-8}$ см ³ /г	Г. Н. Меггюе [29]	Масс-спектрометрический
Ne ⁴ = $232 \pm 12 \times 10^{-8}$ см ³ /г		
Ne ²⁰ = $12,6 \pm 0,5 \times 10^{-8}$ см ³ /г		
Ne ²¹ = $13,5 \pm 0,5 \times 10^{-8}$ см ³ /г		
Ar ³⁶ = $0,11 \pm 0,01 \times 10^{-8}$ см ³ /г		
Ar ³⁸ = $0,17 \pm 0,01 \times 10^{-8}$ см ³ /г		
Ar ⁴⁰ = $16,1 \pm 0,8 \times 10^{-8}$ см ³ /г		
K = $2,6 \pm 0,3$ ppm	Г. Н. Меггюе [29]	Нейтронно-активационный
Ru = $1,40 \pm 0,16 \times 10^{-6}$ г/г		
Vt = $0,50 \pm 0,05 \times 10^{-6}$ г/г	Из доклада на XIV Метеоритной конференции	
Os = $0,06 \pm 0,006 \times 10^{-6}$ г/г		
Ir = $0,020 \pm 0,002 \times 10^{-6}$ г/г		
Pt = $1,00 \pm 0,13 \times 10^{-6}$ г/г	А. П. Виноградова	
Au = $0,070 \pm 0,004 \times 10^{-6}$ г/г	Ю. А. Сильвановича «Содержание благородных металлов и золота в палласитах», 1972 г.	

Примечание. * Л. Н. Коломейцева [26] электронным зондом определила содержание никеля равно 60 ± 10 ppm. ** По данным М. М. Шац [27], содержание урана в металлической части на порядок меньше, чем в оливине.

Структура. Рентгенометрическому исследованию была подвергнута проба № 77 (съемка пробы проведена Т. А. Лукьяновой-Соседко). Расшифровка дебаграммы этой пробы показала, что все линии относятся к оливину (табл. 5). Размеры элементарной ячейки, определенные по рентгенометрическим данным, получились равными $a_0 = 4,768 \pm 0,005$ Å; $b_0 = 10,22 \pm 0,02$ Å и $c_0 = 6,008 \pm 0,005$ Å.

Таблица 5

Рентгенограмма пробы оливина из палласита Палласово Железо

№ п/п	Проба № 77			Эталон оливина [30]			№ п/п	Проба № 77			Эталон оливина [30]		
	I	d α /n		I	d α /n	hkl		I	d α /n		I	d α /n	hkl
1	2	3	4	5	6		1	2	3	4	5	6	
1			6	5,130	020		26	2	1,514				
2	6	3,90	9	3,893	021		27	7	1,500	6	1,496	004	
3	3	3,70	4	3,724	101		28	8	1,481	6	1,479	062	
4	4	3,49	6	3,494	120; 111		29	6	1,395	5	1,394	233; 312	
5			4	3,333	030		30	6	1,350	6	1,349	322; 340	
6	3	3,08	3	2,985	002		31	5	1,316	4	1,314	134; 341; 243	
7	10	2,78	10	2,772	130; 131		32	4	1,296	1	1,295	044	
8	10	2,52	10	2,508	131		33	1	1,256			214; 262	
9	10	2,46	10	2,455	112; 140; 122		34	3	1,224			351; 253	
10	2	2,36	2	2,326	041		35	5	1,189	3	1,188	400	
11	7	2,27	8	2,263	140; 122 (?)		36	4	1,164	2	1,179	333; 025	
12	4	2,16	4	2,158	211; 220		37	3	1,155	1	1,154	420; 125; 352	
13	3	2,03			221; 132		38	4	1,138	1	1,135	421; 126; 361	
14	6	1,93			222; 240		39	4	1,131				
15	1	1,88	2	1,880	150; 202 (?)		40	5	1,123	2	1,124	064; 430	
16	3	1,85					41	4	1,113	2	1,116	343	
17	4	1,81					42	2	1,103	4	1,0988	412; 135	
18	4	1,79	2	1,787	142; 151		43	6	1,096				
19	10	1,749	10	1,747	222; 240		44	4	1,078	2	1,0803	422; 440	
20	5	1,675	3	1,670	241		45	3	1,071	2	1,0739		
21	7	1,639	3	1,640	061; 232		46	4	1,061	2	1,0637	441; 353	
22	6	1,615	3	1,617	133		47	10	1,035	6 ш	1,0354	334	
23	3	1,592			152 (?) ; 300 (?)		48	2	1,026	5 ш	1,0206		
24	4	1,569	2	1,568	043; 310		49	8	1,020				
25	4	1,537			301		50	3	1,005	3 ш	1,0013		

Произведенные автором расчеты параметров элементарной ячейки по среднему химическому составу оливина (табл. 3): $a_0=4,763 \text{ \AA}$; $b_0=10,229 \text{ \AA}$ и $c_0=5,996 \text{ \AA}$. Как видно, значения параметров, полученные на основании рентгенометрических данных и вычисленные по среднему химическому анализу, близки. Некоторое исключение составляет c .

Известно [9], что для структуры оливина характерно наличие ремнекислородных тетраэдров и двух искаженных октаэдров (M_1 и M_2). Оба катиона (Fe^{2+} и Mg) в положениях M_1 и M_2 находятся в центрах искаженных октаэдров с искаженной симметрией. Методом гамма-электронной спектроскопии установлено неравномерное распределение Fe^{2+} по октаэдрам в положениях M_1 и M_2 , значения которых оказались для оливина палласита Палласово Железо следующими: $45,6 \pm 6,0\%$ для M_1 и $54,4 \pm 6,0\%$ для M_2 [31].

Радиоγενный (абсолютный) возраст или возраст удержания газов был определен [29] по содержанию калия и радиогенного аргона в оливине палласита Палласово Железо и оказался равным $4,3 \times 10^9$ лет. Таким образом, дифференциация и кристаллизация оливинов палласита происходила не менее $4,3 \times 10^9$ лет тому назад. Скорость остывания для Палласова Железа была $0,8^\circ$ за один миллион лет [20].

Радиационный (космический) возраст был определен по содержанию He^3 , Ne^{21} и Ar^{38} , по которым соответственно получались следующие

цифры: 20×10^6 лет, 24×10^6 лет и 21×10^6 лет [29]. Средний радиационный возраст оливина (и палласита) равен $22 \pm 2 \times 10^6$ лет. Известно, что с момента выделения метеорита в виде отдельного космического тела оно начинает подвергаться облучению, данный возраст и датируется именно это событие.

Треки обнаружены в оливине палласита путем травления. Плотность следов (треков) ядер группы железа определялась в 27 образцах пробах, взятых из внутренней части метеорита и равна $10^2/см^2$ — $10^3/см^2$ [32]. На основании этих значений авторы высказывают предположение, что метеорит Палласово Железо входил в состав внутренней области более крупного доатмосферного тела, которое разрушилось на куски при вхождении в атмосферу Земли.

Текстура и структура палласита. Метеорит имеет микропорфирно-видную структуру, где выделения как отдельных более или менее изометрических кристаллов оливина, так и их агрегатов находятся в цементирующей металлической массе с примесью пирротина и шрейберзита. Текстура метеорита более или менее однородная. Оливин имеет широкое распространение в метеорите. Распределение его неравномерное и в разных образцах количество оливина колеблется от 62,9 до 71,38 об.%. Среднее содержание его в метеорите 71,27 об.% [7].

Возрастные взаимоотношения и парагенезис оливина. Кристаллы оливина сцементированы металлической частью палласита. Главными минералами, слагающими металлическую часть (никелистое железо) палласита, являются камасит, тэнит и их смесь — плессит. Содержание никелистого железа (в трех образцах) по объему колеблется от 28,62% до 37,07%, среднее — 28,73 об.% или 47,81 вес.% [7]. Камасит и тэнит образуют непрерывные переходы от тончайшей октаэдритовой структуры к фельзитовидному плесситу, причем замечено, что чем тоньше структура, тем менее правильное октаэдрическое расположение балочек [6]. Непосредственно кристаллы оливина облекает камаситовая каемка, толщина которой колеблется от 0,3 до 1 мм, а в среднем 0,5 мм [6]. Далее идет оболочка тэнита (толщиной до сотых долей миллиметра), которая в свою очередь облекает плесситовые поля. Последние обычно имеют вытянутую и изогнутую форму и размеры этих выделений до 4 мм в длину.

Из акцессорных минералов здесь встречены шрейберзит, троилит, графит², окислы и гидроокислы железа. Хотя непосредственно присутствие хромита или добреелита в метеорите не обнаружено, присутствие хрома, установленное А. Laugier [33], косвенно указывает на их нахождение, по крайней мере одного из них.

Шрейберзит рассеян в виде мелких зернышек по тэниту или образует несколько более крупные выделения рыхлой массы между кристаллами оливина и камаситом. На границе между некоторыми кристаллами оливина, а также между оливином и камаситом встречены зерна троилита, в последнем случае в виде неправильных образований внутри окислов железа. В небольшом количестве в палласите был обнаружен графит [34], который ранее принимался за «аморфный углерод» [16].

Окислы и гидроокислы железа являются вторичными и образовались частично в атмосфере во время полета, а в основном на земной поверхности за счет окисления металлической части метеорита, и распространены по всей поверхности палласита, преимущественно по трещинкам. Иногда они образуют кайму натечной формы вокруг зерен оливина [6].

² И. И. Берцелиус [16] определил содержание «аморфного углерода», т. е. графита, равное 0,043% и шрейберзита — 0,48%.

Итак, последовательность образования минералов в палласите Палласово Железо выглядит следующим образом:

	троилит		камасит
Оливин	→ шрейберзит	→ тэнит I	→ тэнит II
	графит		плессит

Несколько неясно положение в этом ряду хромита (или добрелита), но, судя по литературным данным, в других метеоритах они кристаллизуются до никелистого железа.

Сравнение приведенных типоморфных особенностей оливина из палласита Палласово Железо с оливинами из других палласитов [6, 7, 11—13, 20—22, 26—29, 31, 32, 35, 36], других классов метеоритов [6, 11—13, 19, 22, 27—29, 35, 36], лунных [26, 35, 37] и земных [7, 9, 11—13, 18, 30, 35, 38] пород показывает, что по своим особенностям изученный оливин отличается от оливинов перечисленных выше пород. Это, вероятно, связано со специфическими условиями образования оливина в палласите Палласово Железо.

ЛИТЕРАТУРА

- Rose G., Stromeyer F. Über die in den Meteorsteinen vorkommenden kristallisierten Mineralien.—Ann. Phys. und Chem. I. C. Poggendorff, IV. 1825.
- Rose G. Beschreibung und Einteilung der Meteoriten auf Grund der Sammlung im mineralogischen Museum zu Berlin.—Phys. Abhandl. Akad. Wiss. Berlin, 1863.
- Кокшаров Н. И. Материалы для минералогии России, ч. 5.—Горный журнал, 1869.
- Кокшаров Н. И. Об оливине Палласова Железа, СПб, 1870.
- Кокшаров Н. И. Об оливине Палласова Железа.—Зап. Имперск. С.-Петербургского Минерал. о-ва, вторая серия, ч. 6. СПб, 1871.
- Заварицкий А. Н., Кваша Л. Г. Метеориты СССР. Изд-во АН СССР, 1952.
- Чирвинский П. Н. Палласиты. «Недра», 1967.
- Розе Г. Описание и разделение метеоритов, основываясь на собрании минералогического музея в Берлине. СПб., 1866.
- Минералы. Справочник, т. 3, вып. 1. «Наука», 1972.
- Goldschmidt V. Kristallographische Winkeltabellen.—Berlin, J. Springer, 1897.
- Коломенский В. Д., Пахомова Т. В., Шафрановский И. И. Кристалломоρφология оливина в палласитах.—Метеоритика, вып. 33, 1974.
- Савельев В. Н., Коломенский В. Д., Юдин И. А. Исследование пористости оливинов и энстатитов метеоритного и земного происхождения.—Метеоритика, вып. 34, 1975.
- Коломенский В. Д., Вохменцев А. Я. Сравнительное спектрофотометрическое изучение оливинов некоторых палласитов и земных горных пород.—В кн.: Проблемы космохимии, вып. 2. «Наукова думка», 1975.
- Stromeyer F. De Olivini, Chrisolithi et fossiles. quod cellulas et cavernulas ferri meteorici Palasii explet. analysi chemica.—Nachr. von Gef. Ans. Ges. Wiss. Göttingen, 1824.
- Walmstedt L. P. Försök at bestämna Peridotens sammansättning.—Kgl. vetenskaps-Acad. handl. Stockholm, 1824.
- Berzelius I. J. Über Meteorsteine.—Ann. Phys. und Chem. I. C. Poggendorff. 1834, XXXIII.
- Baumhauer von E. H. Sur l'olivine du fer météorique de Pallas.—Arch. neerl. sci. exactes et natur., La Haye, 1871, VI.
- Егорова Е. Н. О никеленосности оливина.—Зап. Всерос. минер. о-ва, ч. 67, вып. 2, 1938.
- Дьяконова М. И., Харитонова В. Я. Состав никелистого железа некоторых железных и железокремневых метеоритов разных типов.—Метеоритика, вып. 23, 1963.
- Buseck P. R., Goldstein J. I. Olivine compositions and cooling rates of pallasitic meteorites.—Bull. Geol. Soc. America, 1969, 80, N 11.
- Mason B. The pallasites.—Amer. Museum Novitates, N 2163. 1963.
- Явнель А. А. Классификация метеоритов по вещественному составу.—Метеоритика, вып. 15, 1958.
- Rumler K. Entdeckung der arsenigen Säure in dem olivinähnlichen Mineral aus dem Meteoreisen von Atacama in Bolivia und von Krasnojarsk in Sibirien.—Ann. Phys. und Chem. I. C. Poggendorff. 1840, XLIX.
- Schmid E. E. Olivin aus dem Meteoreisen von Atacama.—Ann. Phys. und Chem. I. C. Poggendorff. 1851, LXXXIV.
- Явнель А. А. Соотношение различных форм железа в хондритах.—Метеоритика, вып. 22, 1962.
- Коломейцева Л. Н. Об условиях равновесия в палласитах.—Метеоритика, вып. 34, 1975.
- Шац М. М. Распространенность урана в метеоритах. Канд. дис., Л., 1958.

28. *Кваша Л. Г., Озерова Н. А., Айдиньян Н. Х., Шикина Н. Д.* Ртуть в метеоритах.— Метеоритика, вып. 31, 1972.
29. *Megrue G. H.* Rare gas chronology of hypersthene achondrites and pallasites.— J. Geophys. Res., 1968, 73, N 6. March 15.
30. *Елисеев Э. Н.* Рентгенометрическое изучение минералов изоморфного ряда форстерит — фаялит.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, ч. 86, № 6, 1957.
31. *Малышева Т. В., Кураш В. В., Ермаков А. Н.* Исследование изоморфного замещения Mg и Fe²⁺ в оливинах методом гамма-резонансной мёссбауэровской спектроскопии.— Геохимия, 1969, № 11.
32. *Отгонсүрэн О., Перельгин В. П.* Об идентификации следов тяжелых ядер первичного космического излучения в минералах из метеоритов.— Препринт ОИЯИ, Р7-7406, Дубна, 1973.
33. *Laugier A.* Exériences propres à confirmer l'opinion émise par des naturalistes sur l'identité d'origine entre le fer de Sibirie et les aérolithes.— Ann. Physik, 1818, LVIII.
34. *Reichenbach C.* Über die Zeitfolge und die Bildungsweise der höheren Bestandtheile der Meteoriten.— Pogg. Ann., Bd. 1859, CVIII.
35. *Коломейцева Л. Н.* Оливины — показатели физико-химических условий образования метеоритов и земных ультраосновных пород. Автореф. канд. дис., Изд-во МГУ, 1975.
36. *Мэйсон Б.* Метеориты. «Мир», 1965.
37. *Wood J. A., Marvin U. B., Powell B. N., Dickey J. S.* Mineralogy and petrology of the Appollo 11 lunar sample.— Spec. Rept Smithsonian Astrophys. Observ., 1970, N 307.
38. *Заварицкий А. Н.* Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, 1955.

**НЕКОТОРЫЕ ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ
АКЦЕССОРНОГО АПАТИТА
ИЗ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ
И ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД ПАМИРА И УРАЛА**

В литературе почти отсутствуют сведения о составе и свойствах акцессорного апатита из гидротермальных хрусталеносных кварцевых жил и сопровождающих их гидротермально измененных пород. Ниже приводятся данные по изучению апатита в искусственных шлихах, полученных из проб (весом 5—10 кг) хрусталеносного кварца и вмещающих пород из месторождений Памира и Приполярного Урала.

Гидротермальные хрусталеносные кварцевые жилы на территории Западного Памира (Ванч-Язгулемская зона) развиты преимущественно среди древних верхнепротерозойских пород, представленных кварцитами. В гранитоидах кварцевые жилы встречаются реже, главным образом в зонах метасоматической альбитизации, а также в апикальных частях интрузивных массивов. В отличие от Ванч-Язгулемского района в пределах Сарезско-Пшартского антиклинория (Восточный Памир) кварцевые жилы встречаются в породах различного литологического состава: в кварцитах, амфиболитах, сланцах.

Кварцевые жилы Приполярного Урала развиты среди кварцитов, кристаллических сланцев верхнепротерозойского возраста; нередко наблюдается тесная пространственная связь кварцевых жил с дайками амфиболитов. Средние размеры хрусталеносных жил Памира и Урала составляют 10—15 м в длину при мощности 1—2 м.

Апатит — довольно широко распространенный минерал хрусталеносных зон Памира и Урала. Он встречается в кварцевых жилах, гидротермально измененных породах (зоны серицитизации, хлоритизации, карбонатизации) и в гнездах (табл. 1). Наиболее высокие его концентрации характерны для кварцевых жил и измененных пород Восточного Памира. Морфологические и физические свойства апатитов Памира и Урала приведены в табл. 2. Габитус кристаллов в хрусталеносных зонах Памира преимущественно гексагональный призматический, реже гексагональный дипирамидально-призматический. Кристаллы представлены комбинацией призмы $(10\bar{1}0)$ и третьего пинакоида (0001) . Лучше всего развита грань $(10\bar{1}0)$ и реже грань (1011) . Встречаются призмы с бипирамидальными окончаниями (1011) . Кроме того, отмечены обломки призматических кристаллов, а также зерна неправильной формы. В кварцевых жилах Урала кристаллы имеют пластинчатый и таблитчатый облик с развитием граней пинакоида. Отношение сторон (ширины к длине) у кристаллов апатита колеблется от 1:1 до 1:3 (коротко- и длинностолбчатые кристаллы). Отметим, что в кристаллах апатита из гидротермально измененных (серицитизированных) кварцитов около жил хорошо развиты грани дипирамид.

По внешнему облику резко отличаются апатиты из кварцевых жил Восточного Памира и Урала. В них грани пинакоида становятся габитусными, и кристаллы принимают таблитчатый облик. Таблички имеют шестиугольные очертания. Преобладают короткопризматические кристаллы, у которых отношение ширины к длине изменяется от 1:1 до 1:2. В таблитчатых апатитах отношение ширины к длине достигает 4:1. На гранях кристаллов отмечена мелкая штриховка. Размер кри-

Таблица 1

Содержание апатита (г/г), частота его встречаемости (%) в кварцевых жилах, вмещающих породы и выполнении гнезд на Памире и Приполярном Урале

Участок	Кварцевые жилы			Вмещающие породы						Выполнение гнезд		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<u>Памир</u>												
Мионо-Дара	35	15	1	0,3	10	45					140	
	80	70	40	80	90	100					63	
Лянгар	5	3	0,1	20	50	200					24	
	100	15	3	80	90	100					100	
Дальнее	1		0,1		2	105						
	100		10		95	100						
Шумное	170			24	63	180					980	
	100			90	90	100					100	
Барнавадж	26				40	110					2	
	100				100	100					33	
Джауваси	12			18	45	150					0,5	
	100			40	81	90					66	
Зор Ярчи Чак	130	20	2	—	120	180	90	700	20		13	540
	100	95	10		80	100	100	100	80		100	100
<u>Урал</u>												
Желанное	1	1	—	0,5	4						1	
	100	60		80	90						100	
Додо	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3
	80											85
Пуйва	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	25
		70										70
Маньхобею	—	1	—	—	—	—	—	62	—		180	
		60						90			90	

Примечание. В числителе — содержание минерала, в знаменателе — частота его встречаемости. 1 — хрусталоносный кварц; 2 — нехрусталоносный кварц; 3 — кристаллы кварца; 4 — кварциты неизменные; 5 — кварциты измененные; 6 — кварциты сильно измененные; 7 — мраморы; 8 — амфиболиты; 9 — слюдяные сланцы; 10, 11, 12 — гнездовые выполнения: с серицитом, хлоритом, каолином соответственно. Прочерк означает, что апатит не обнаружен.

сталлов апатита из кварцевых жил и измененных пород Западного Памира составляет от 0,05 до 0,8 мм. В кварцевых жилах Урала размеры кристалла апатита достигают 1—2 мм, иногда до 50 мм, поверхность граней ровная, гладкая, блестящая. Обычно апатиты из кварцевых жил и измененных пород бесцветные, прозрачные, иногда водяно-прозрачные, реже молочно-белые полупрозрачные (из жил Восточного Памира), встречаются бледно-зеленые и голубовато-синие разновидности (Приполярный Урал). Показатели преломления апатитов: $N_0=1,638$; $N_e=1,631$ (из жил); $N_0=1,636$; $N_e=1,629$ (из кварцитов).

Для кристаллов апатита характерно растворение зерен, их регенерация и повторное зарождение. Растворение связано с наложенными процессами; с увеличением интенсивности растворения ребра призмы кристаллов сглаживаются. Следы естественного травления (коррозия граней) особенно типичны для кристаллов апатита из гидротермально измененных кварцитов.

В апатитах отмечены твердые минеральные включения: рутил, циркон, сфен. Апатиты ассоциируют с ильменитом, брукитом, аксинитом, альбитом, кальцитом. Наличие высоких концентраций апатита в гидро-

Таблица 2

Морфологические и физические особенности апатита Памира и Урала

Участок	Породы	Морфологические особенности	Окраска, прозрачность, блеск	Отношение сторон (ширины к длине)
Памир Мионо-Дара	Кварциты	Гексагонально-призматические кристаллы, удлиненные и короткостолбчатые. Обычно они представлены комбинацией призмы ($10\bar{1}0$) и пинакоида (0001)	Бесцветные, прозрачные со стеклянным блеском	1:1, 1:2, 1:3
	Измененные кварциты	Зерна неправильной формы, округлые, размером 0,05—0,3 мм		
Лянгар	Жильный кварц	Гексагональные призматические короткостолбчатые кристаллы Округлые удлиненные зерна размером 0,05—0,5 мм	Бесцветные, прозрачные, блеск стеклянный	1:1, 1:2
	Измененные кварциты	Гексагональные призматические кристаллы с преобладающим развитием граней призмы ($10\bar{1}0$) и пинакоида (0001). Встречаются единичные формы призм с бипирамидальными оконечностями ($10\bar{1}1$). Поверхность зерен гладкая, блестящая. Обломки призматических кристаллов. Округлые удлиненные зерна (0,02—0,1 мм) с ямчатой поверхностью	Водянопрозрачные, бесцветные, блеск стеклянный Бесцветные	1:1,5
Дальнее	Кварц	Округлые зерна размером 0,02—0,1 мм. Короткостолбчатые гексагонально-призматические кристаллы	Бесцветные	1:2
Джауваси	Жильный кварц	Гексагонально-призматические кристаллы, грани ($10\bar{1}0$) с пинакоидальными окончаниями (0001). Поверхность граней гладкая, блестящая. Округлые угловатые зерна	Бесцветные, водянопрозрачные, блеск стеклянный	1:2
	Кварциты	Призматические кристаллы гексагонального габитуса. Развиты грани призмы ($10\bar{1}0$) и пинакоида (0001)	Бесцветные	1:1,5
Барнавадж	Кварциты	Гексагонально-призматические короткостолбчатые. Они представлены комбинацией призмы ($10\bar{1}0$) и третьего пинакоида (0001), комбинацией призмы ($10\bar{1}0$) с дипирамидой ($10\bar{1}1$). Поверхность зерен ровная	Бесцветные, прозрачные	1:1
Шумное	Кварц	Короткостолбчатые гексагонально-призматические кристаллы	Бесцветные, прозрачные	1:1,5

Таблица 2 (окончание)

Участок	Породы	Морфологические особенности	Окраска, прозрачность, блеск	Отношение сторон (ширины к длине)
Зор Ярчи Чак	Кварц жильный	Гексагонально-призматические короткостолбчатые кристаллы. Обычно они представлены комбинацией призмы (1010) и пинакоида (0001)	Бесцветные, прозрачные	1:1,5
		Удлиненно-призматические кристаллы с хорошо развитой гранью (1010). На поверхности кристаллов мелкая штриховка	Бесцветные, молочно-белые, блеск матовый с перламутровым оттенком, местами шелковистый	1:2,5
Приполярный Урал	Кварц-анкеритовые жилы	Таблитчатые кристаллы с короткими гранями (1011) и (1010) и наиболее развитым пинакоидом (0001)	Бесцветные, прозрачные, блеск стеклянный	3:1
		Желанное, Додо	Кварцевые жилы	Пластинчатый и таблитчатый облик с развитием граней пинакоида. Иногда грани призмы покрыты вертикальной штриховкой

термально измененных породах около гнезд (зоны серицитизации и хлоритизации), его включения в кристаллах кварца свидетельствуют о формировании и переотложении этого минерала в период хрусталеобразования. Таким образом, апатит, являясь характерным минералом хрусталоносных кварцевых жил, продолжал свой рост почти до конца кристаллизации кристаллов кварца.

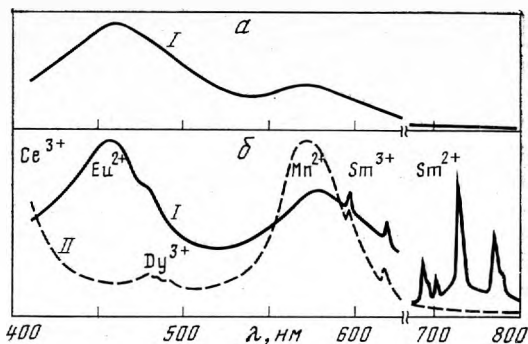
Отмеченная выше изменчивость форм кристаллов апатита связана с относительной степенью развития пинакоидальных граней. Известно, что относительный размер последних увеличивается с понижением температуры минералообразования, при этом подавляется величина дипирамидальных граней [1]. По данному признаку можно разделить апатиты изученных нами регионов на две группы: более высокотемпературные (apatиты Западного Памира) и низкотемпературные (с Восточного Памира и Урала).

С целью изучения распределения изоморфных примесей лантаноидов и марганца в качестве типоморфного признака в апатитах из кварцевых жил и вмещающих пород Памира и Урала были исследованы спектры фотолюминесценции 90 образцов этого минерала. Природа примесных центров свечения определялась на основе изученных ранее синтетических эталонов апатита с марганцем и лантаноидами, что позволило установить в спектрах фотолюминесценции следующие редкоземельные центры: Ce^{3+} , Eu^{2+} , Sm^{3+} , Sm^{2+} , Dy^{3+} и Mn^{2+} [2—5] (а также в последний период: Gd^{3+} , Nd^{3+} , Tb^{3+} [6]).

Апатиты из кварцевых жил и гидротермально измененных кварцитов Западного Памира люминесцируют 26 образцов из 33; минерал из кварцевых жил Восточного Памира люминесцирует в 4 случаях из 7, апатиты из вмещающих эти жилы амфиболитов люминесцируют в 6 случаях из 10; апатиты из кварцевых жил Приполярного Урала люминесцируют в 22 случаях из 40. Выделены два резко различных типа спектров фотолюминесценции.

Рис. 1. Спектры фотолюминесценции апатита в видимой области при 77° К

а — апатит из кварцевых жил Приполярного Урала;
 б — апатит из вмещающих пород (кварцитов) Западного Памира (I) и из амфиболитов Восточного Памира (II)



Тип. I. Апатиты из гидротермальных кварцевых жил и из околожильно измененных пород обладают, как правило, голубым свечением при 300° К и беловато-сиреневым при 77° К. В памирских апатитах сильно люминесцируют Eu^{2+} , Sm^{2+} , слабее Sm^{3+} , Dy^{3+} и иногда Mn^{2+} . По их люминесценции сделаны следующие порядковые оценки содержания этих примесей в апатитах: $\text{Eu} \leq 10^{-3}\%$, $\text{Sm} \sim 10^{-1}\%$, Dy и $\text{Mn} \sim 10^{-2} - 10^{-1}\%$. Сильное свечение одновременно Eu^{2+} и Sm^{2+} свидетельствует о том, что причиной восстановления $\text{TR}^{3+} \rightarrow \text{TR}^{2+}$ в решетке апатита был радиоактивный фон. Это подтверждается присутствием циркона и монацита в изученных месторождениях Западного Памира. В уральских апатитах голубая люминесценция обусловлена Eu^{2+} . В этом случае восстановление $\text{Eu}^{3+} \rightarrow \text{Eu}^{2+}$ происходило во время кристаллизации апатита за счет пониженного окислительно-восстановительного потенциала среды минералообразования. Самарий в этих апатитах присутствует лишь в форме Sm^{3+} . Известно, что восстановление его в природе до Sm^{2+} происходит исключительно радиационным путем: энергия ионизации Sm^{2+} до Sm^{3+} в ионной кристаллической решетке составляет примерно 2,4 эВ, тогда как у Eu^{2+} она примерно в два раза выше [7]. Следовательно, апатит в месторождениях Приполярного Урала¹ не подвергся заметному воздействию ионизирующей (в данном случае «восстанавливающей») радиации.

Тип. II. Совершенно иной типичный спектр фотолюминесценции имели апатиты из амфиболитов, которые являются вмещающими по отношению к кварцевым жилам породами на Восточном Памире. Их свечение фиолетово-розовое, его цвет не изменяется при понижении температуры опыта до 77° К. Главные люминесцирующие центры: Ce^{3+} (в ультрафиолетовой — фиолетовой области) и Mn^{2+} с Sm^{3+} (в оранжево-красной области). Eu^{2+} и Sm^{2+} отсутствуют, что связано с пониженным фоном радиации в амфиболитах. Такого же типа спектр наблюдался ранее у апатита из амфиболитов месторождения Куся (Центральный Урал) [5]. Это подтверждает тот факт, что в спектрах люминесценции отражается региональный типоморфизм апатитов. Порядковые оценки примесей-люминогенов в апатитах из амфиболитов: Ce и $\text{Mn} \sim 10^{-1}\%$, Sm и $\text{Dy} \sim 10^{-2} - 10^{-1}\%$, $\text{Eu} \leq 10^{-4}\%$.

Приведенные на рис. 1 спектры люминесценции типов I и II отличаются от типичных спектров люминесценции апатитов из других типов горных пород [5] прежде всего по относительному вкладу каждого из перечисленных центров свечения апатита. Таким образом, по люминесценции апатита можно судить о присутствии в его решетке катионных примесей определенного состава и рассматривать это физическое свойство как типоморфное.

¹ Образцы апатитов с Приполярного Урала частично были представлены коллекцией Е. М. Мельниковой.

Содержание редкоземельных элементов в апатитах определялось рентгеноспектральным методом (табл. 3). В апатитах Памира установлены р.з.э. разнообразного состава, а суммарное содержание TR_2O_3 существенно изменяется. Оно наибольшее (до 4,5%) в апатите из измененных пород (зон серицитизации) Западного Памира, среднее — в апатитах из амфиболитов и наименьшее в минерале из кварцевых жил. Большая часть апатитов обладает селективным цериевым составом р.з.э., причем относительные содержания церия максимальны в кристаллах из амфиболитов и кварцевых жил Восточного Памира. Максимальные содержания иттриевой подгруппы р.з.э. и иттрия характерны для апатитов из кварцевых жил Западного Памира.

Таблица 3
Состав редких земель в (вес. %) апатите,

Вещающие породы	La	Ce	Pr+Nd	ΣCe	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	ΣY_1	Er	Tu	Yb	ΣY_2	Y	ΣTR_2O_3
Кварциты гидротермально измененные, Памир (6)	15,5	25,1	30,0	70,6	—	—	3,9	3,8	9,2	1,2	18,1	2,0	1,5	3,0	6,5	4,8	4,50
Кварцевые жилы, Западный Памир (5)	4,4	46,4	37,0	87,8	—	—	—	—	2,0	0,6	2,6	0,6	1,2	0,4	2,2	7,4	0,36
Амфиболиты, Восточный Памир (6)	2,0	39,5	35,0	76,5	10,0	5,0	—	—	1,1	2,0	18,1	0,5	0,2	0,4	1,1	4,3	0,55

Примечание. Анализы выполнены в ИМГРЭ. Точность 5—10%, чувствительность — 0,05%. В скобках указано количество определений.

Наличие тория в апатитах обуславливает появление плеохроичных дворигов вокруг включений апатита в серицитах. Торий характерен для апатитов из кварцитов. Указанный признак отмечается не всегда, он позволяет выделить разновидности апатита, обогащенные радиоактивными элементами.

Апатиты ранних стадий минерализации содержат большие количества р.з.э., чем апатиты поздних стадий. Вероятно, основная масса р.з.э. выделилась в начальные стадии процесса минералообразования, что подтверждает выводы работы [8]. Наряду с уменьшением суммарного содержания р.з.э. отмечается четкая дифференциация их по трем подгруппам: $\Sigma_{Ce} = La + Ce + Pr + Nd$; $\Sigma_{Y_1} = Sm + Eu + Gd + Tb + Dy + Ho$; $\Sigma_{Y_2} = Er + Tu + Yb$ (табл. 3). В апатитах из кварцевых жил преобладает Σ_{Ce} . Некоторые разновидности апатита из амфиболитов содержат примеси существенно иттриевой подгруппы Y_1 с преобладанием самария. В апатитах Западного Памира отмечена большая роль Y_2 -подгруппы по сравнению с апатитами из амфиболитов в основном за счет повышения содержания иттербия. Последний наряду с иттрием является характерным элементом и для других минералов Западного Памира.

Постоянными элементами-примесями в апатитах являются, по данным спектральных анализов 70 проб, Mn, Sr, Ba, Ga, Y, Yb, Tl, Zr, Hf (табл. 4). Наблюдается обогащение апатитов Западного Памира торием, а апатитов Восточного Памира — церием. Апатиты были также проанализированы химически на четыре элемента: лантан, церий, цирконий, гафний. Оказалось, что в апатитах из измененных пород содержится больше лантана и гафния, чем в этом минерале из кварцевых жил. Оценка содержания марганца и церия по спектрам люминесценции в целом сопоставима с результатами спектральных и химических анализов, поэтому можно рекомендовать люминесцентный метод для экспрессных

Таблица 4

Элементы-примеси в апатитах (результаты полуколичественного спектрального анализа)

Регион	Элементы (тыс.%)													
	Mn	Sr	Ba	Ga	Y	Yb	Ce	La	Th	Nb	Be	Tl	Zr	Hf
Западный Памир (27)	120	8	50	30	15	4	10	54	13	3	0,07	2	140	37
Восточный Памир (4б)	100	54	160	0,5	7	1	60	18	—	3	2	7	100	7

определений порядковых значений содержаний Mn и некоторых р. з. э. в микронавесках апатита.

Установленные типоморфные особенности апатита, в частности основные закономерности распределения в нем редких земель, могут быть использованы при поисках и оценке хрусталеносных кварцевых жил.

ЛИТЕРАТУРА

1. Фишман М. В., Рыкин Н. П., Голдин Б. А., Калинин Е. П. Минералогия. Типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород Севера Урала и Тимана. Л., «Наука», 1968.
2. Горобец Б. С. О люминесценции апатита, активированного редкоземельными элементами.— Опт. и спектроскопия, 1968, т. 25, вып. 2.
3. Таращан А. Н., Марфунин А. С. О природе люминесценции апатитов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 3.
4. Горобец Б. С., Портнов А. М. Расшифровка спектров люминесценции апатитов из различных месторождений.— В кн.: Новые данные о минералах СССР, вып. 20. «Наука», 1971.
5. Портнов А. М., Горобец Б. С. Люминесценция апатита из различных типов горных пород.— Докл. АН СССР, 1969, 184, № 1.
6. Кузнецов Г. В., Таращан А. Н. Центры излучения в природных апатитах.— В кн.: Конституция и свойства минералов, 1975, вып. 9.
7. Архангельская В. А., Киселева М. Н., Шрайбер В. М. Потенциалы термической ионизации двухвалентных редких земель в кристаллах типа флюорита.— Физика твердого тела, 1969, 11, № 4.
8. Туровский С. Д., Усманов У. У., Николаева А. В. Распределение редких земель в ряду последовательно кристаллизующихся минералов.— Докл. АН СССР, 1968, 178, № 5.

В. А. КОРНЕТОВА, Г. А. СИДОРЕНКО, М. Е. КАЗАКОВА,
Н. В. ТРОНЕВА, Р. В. БОЯРСКАЯ

О ВОДЖИНИТЕ, БОГАТОМ ЖЕЛЕЗОМ

Оловосодержащие ниобо-танталаты стали известны по крайней мере с 1746 г., когда в Скогбёле (округ Кимито) в Финляндии из них добывали олово. В 1857 г. Норденшельдом [1] был описан под названием кимитотанталит — иксиолит (иксионолит), синоним — касситерито-танталит [2]. В 1910 г. к иксиолиту Симпсоном [3] был отнесен и найденный им в Западной Австралии в месторождении Воджина минерал, который хотя и представлял собой смесь нескольких фаз, но в главной из них оказался воджинитом. Последнее было установлено Никелом и др. в 1963 г. [4], и минерал был назван по месту первой находки — месторождению Воджина.

Со времени открытия воджинит был найден не менее чем в десяти месторождениях пегматитов разных стран и довольно хорошо изучен. Большинство работ было посвящено изучению преимущественно марганцевых разновидностей с невысоким содержанием железа. На таком же материале была расшифрована и структура, которая привела к формуле: ACB_2O_8 ; $Z=4$, где $A=Mn$, $C=Sn$, Ta , Fe^{3+} , Ti , $B=Ta$, Nb [5].

Воджинит встречается только в литиевых пегматитах, которые особенно богаты танталом, марганцем, оловом. Кроме воджинита, в них встречается иксиолит, очень близкий к воджиниту по химическому составу, но отличающийся от него сингонией, параметрами элементарной ячейки и степенью упорядоченности, колумбиты-танталиты ромбические и моноклинные. Последние сближаются с воджинитами и отличаются от них только отсутствием или малым содержанием олова. В 1974 г. Г. А. Сидоренко и другие [6] предложили считать воджинитами только такие разновидности, в которых содержание SnO_2 более 5 вес.%, а те, в которых его меньше, считать моноклинными танталитами. Эти же авторы считают Sn^{4+} и Fe^{3+} «равными партнерами в постройке моноклинной фазы» и что в безоловянных разновидностях роль олова играет Fe^{3+} , которое и замещает последнее [6].

Однако ряд авторов (Никел и др. [4], Бургиньон и Мелон [7], Тёрнок [8]) не считают для этого минерала обязательным присутствие большого количества олова.

В ассоциации с воджинитом в этих же пегматитах встречаются тапиолит, касситерит, микролит, сукулаит [9], который развивается на границе воджинита с касситеритом, старингит, образующийся на границе зерен воджинита в тапиолите [10]. Кроме того, здесь бывает и торолит с оловом в пятерной координации.

Все вышеперечисленные тантало-ниобаты ассоциируют либо с альбитом, либо с альбитизированным микроклином, редко с микроклином.

Одной из характерных особенностей воджинитов является содержание в них элементов переменной валентности (Fe и Mn) преимущественно в окисной форме. На это обстоятельство указал Тёрнок в 1966 г. [8] и высказал предположение о существовании безмарганцевого воджинита, содержащего лишь Fe^{3+} .

В 1969 и 1970 гг. В. А. Хвостова и соавторы [11] и [12] уже на основании изучения природного материала также пришли к выводу, что воджи-

нит образуется в условиях повышенного окислительного потенциала. Эти же авторы предположили, что воджинит развивается по иксиолиту в условиях окислительной среды, приводящей к частичному или полному окислению железа.

В 1972 г. Грайс, Черни и Фергюсон [13], установив, что воджинит, нагретый в окислительной среде не обнаруживает изменения в его чисто-коричневом цвете или в порошкограмме, но нагретый в восстановительной среде изменяется, пришли к выводу, что это лишний раз свидетельствует о том, что воджинит содержит Fe и Mn в окисной форме. Любопытно, что еще в 1963 г. Никел и др. [4] при первом описании воджинита как нового минерала обратили внимание на разницу между вычисленным и измеренным удельным весом для двух образцов: 7,36 и 7,10 (вычисл.) и 7,69 и 7,81 (измер.); и, хотя валентность Mn и Fe тогда не была установлена объясняли эту разницу только высокой степенью окисления катионов.

С увеличением содержания Fe уменьшается угол «моноклинности» β . Это впервые отметили Ворма и Стиввола в 1967 г. [9] и высказали мнение о том, что железистому воджиниту, который может быть впоследствии найден, следует дать специальное название.

В 1969 г. Кноринг и соавторы [14] описали воджинит, богатый железом (7,05% FeO) из месторождения Ньянга, Анкол, Юго-Западная Уганда и пришли к выводу, что угол моноклинности β уменьшается от увеличения отношения Fe/Mn и что для конечного железосодержащего члена угол β может быть равен почти 90°. Однако эти авторы [14] считали, что в воджините из Ньянги железо содержится в закисной, а не окисной форме: Fe₂O₃—0,68; FeO—6,44%.

Все авторы, изучавшие воджинит рентгенометрически, считают, что главное отличие его от минералов ряда колумбита-танталита интенсивные широкие дуплетные линии 2,95—3,00 Å. У воджинитов, богатых железом, этот характеристический дуплет слаб, а отсюда и угол моноклинности β очень мал, так как он зависит от степени раздвоения дуплета.

На дифрактограммах марганцевистых воджинитов отчетливо видно, что самый высокий пик раздваивается, в то время как у богатых железом этого раздвоения вовсе нет.

В 1961 г. [15] нами был описан как танталит минерал (обр. 38) из одного месторождения Восточного Забайкалья, который по данным рентгеновского исследования содержал касситерит. При детальном исследовании, проведенных в 1976 г., этот минерал (обр. 38) оказался воджинитом.

Он был встречен в блоковых обособлениях микроклина, на гранях его больших кристаллов и весьма отличался макроскопически от многочисленных представителем группы колумбита-танталита этого месторождения. Кристаллы его образовывали дендритовидные сростки, напоминающие веточки кораллов; отдельные кристаллы имели удлиненный копьевидный облик, поверхность граней которых неровная изгибающаяся, слегка поперечно исштрихованная. Очень хрупок. Цвет серо-черный, в неровном мелкозернистом изломе блеск более тусклый, нежели у колумбита. Цвет черты серо-черный с заметным коричневым оттенком. Уд. вес. 7,21 измерен микрометодом в лаборатории ИМГРЭ В. Ф. Недобой. Твердость микровдавливанием, определенная С. И. Лебедевой на приборе ПМТИ-3 при нагрузке 70—100 г., находится в пределах 750—900 кгс/мм².

Рентгенометрическое изучение обр. 38 выполнено Г. А. Сидоренко на дифрактограмме (УРС-50 ИМ), Fe-фильтрованное излучение, скорость записи 2°, 1° и 0,5°/мин. Дифрактограмма (рис. 1) обнаруживает моноклинность минерала, которая приводит к расщеплению рефлексов уже на относительно малых углах ν (см. рефлекс 221) и позволяет диагности-

¹ Моноблочные участки $H_{ср} = 846$, микроагрегативные — $H_{ср} = 774$ кгс/мм².

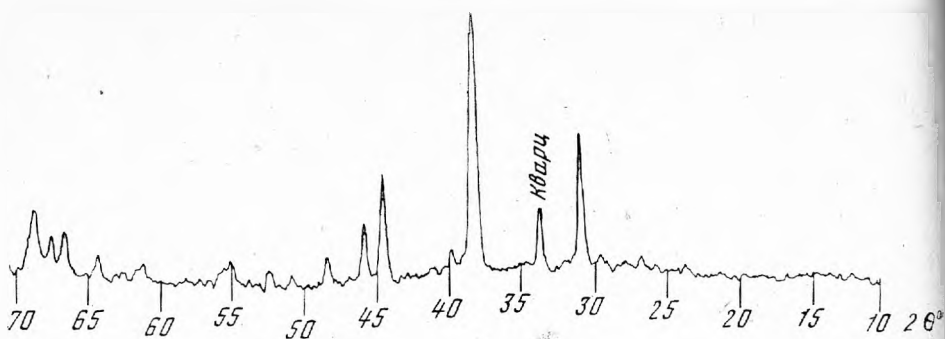


Рис. 1. Дифрактограмма воджинита (обр. 38), богатого железом

В пробе присутствовало немного кварца

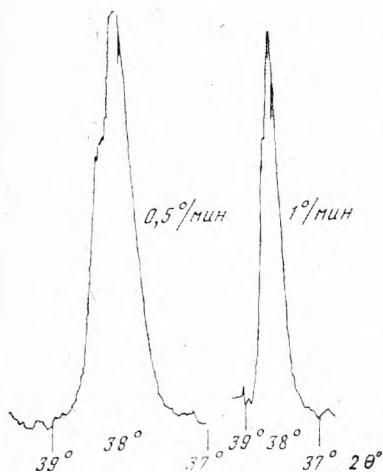


Рис. 2. Главный пик той же дифрактограммы, снятый с большим разрешением

Видна ступенчатость (скачкообразность) изменения $\Delta\nu$

ровать его как воджинит. Однако запись дифрактограмм с большим разрешением (рис. 2) обнаруживает ступенчатое (скачкообразное) изменение $\Delta\nu$ [$\bar{2}21-221$], что является свидетельством присутствия моноклинных фаз с различными углами моноклинности от 90 до $\beta=90^{\circ}40'$, возможно, отражая зональность минерала или полисинтетическую сдвойникованность. Этот же факт ведет к расширению всех прочих рефлексов. Значения межплоскостных расстояний, интенсивность и hkl представлены в табл. 1.

Таблица 1

Значения межплоскостных расстояний воджинита (обр. 38)

№ п/п	hkl	d	I	№ п/п	hkl	d	I	№ п/п	hkl	d	I
1	$\bar{1}11$	4,180	5	7	002	2,553	85	13	$\bar{4}40$	1,820	8
2	021	3,792	5	8	041, 240	2,484	15	14	$\bar{4}02$	1,764	14
3	220	3,636	45	9	400	2,368	8	15	332	1,742	13
4	221	2,960	70	10	241	2,198	5	16	402	1,717	20
5	221	2,953	60	11	222, 222	2,091	6Ш	17	043	1,548	11
6	040	2,846	8	12	042	1,903	5	18	$\bar{2}62$	1,454	15

По этим величинам рассчитаны параметры элементарной ячейки при максимальном угле моноклинности: $a=9,472\pm 0,001$; $b=11,40\pm 0,001$; $c=5,119\pm 0,008$ Å; $\beta=90^{\circ}44'\pm 0^{\circ}17'$. Объем элементарной ячейки в Å³ = $552.7(5) \cdot 10^{-24}$ см³.

Под микроскопом в проходящем свете уже при среднем увеличении в осколках воджинит малопрозрачен, но в тонких сколах краев вполне прозрачен, хотя и неравномерно. В скрещенных николях отчетливо анизотропен. При одном никеле — красновато-коричневый. В скрещенных николях даже почти непрозрачные участки (при одном никеле) окрашены в красновато-коричневые, местами в зеленовато-желтые цвета интерференционной окраски высокого порядка. В сильном пучке света отчетливо видно погасание, параллельно удлиненной стороне, а также темные менее прозрачные участки — «узелки», которые образуют радиальные скопления кристаллов удлиненной формы, похожие на звездочки. Плеохроизм наблюдается в иммерсионных препаратах от темного до более светлого в красно-коричневых тонах.

Под микроскопом в полированных шлифах в отраженном свете резко анизотропен и обладает своеобразным эффектом поляризации в серовато-голубых тонах (у других представителей группы колумбита — танталита этого эффекта не было). Отражательная способность очень высокая. Легко (в течение 2—3 мин.) травится плавиковой кислотой. Травление выявляет ядерные части кристалла, быстро протравливающиеся, а также краевую зону, более устойчивую к травлению. Кроме того, выявляются полисинтетически сдвойникованные участки, иногда обнаруживающие очень тонкие, а иногда и более грубые двойники. Иногда после травления можно видеть узкие и длинные параллельные полосы, обладающие очень сильным эффектом поляризации в синих тонах.

Химический состав очень чисто отобранного под биноклем материала был проанализирован М. Е. Казаковой.

Таблица 2

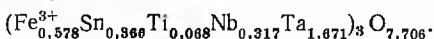
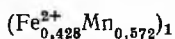
Химический состав воджинита (обр. 38) из Восточного Забайкалья (I) и сравнение его состава с воджинитом из Северо-Восточной Бразилии [21] (II)

Окислы	I					II
	Вес. %	Вес. % с Fe ²⁺	<i>a</i>	Содерж. в элем. ячейке	<i>W_k</i>	Вес. %
MnO	6,94	6,94	0,0978	0,5719	1,1438	3,5
FeO	12,36	5,26	0,0732	0,4281	0,8562	9,1
Fe ₂ O ₃	—	7,89	0,0988	0,5777	1,1731	
TiO ₂	0,93	0,93	0,0116	0,0678	0,2712	0,1
SnO ₂	9,44	9,44	0,0623	0,3660	1,4640	13,1
Nb ₂ O ₅	7,21	7,21	0,0542	0,3169	1,5845	12,8
Ta ₂ O ₅	63,16	63,16	0,288	1,6713	8,3565	59,4
Сумма	100,04	100,83	0,6840	3,9997	15,4093	99,5*

Коэффициент $K = 0,171$. * В сумму входит $ZrO_2 = 1,5\%$.

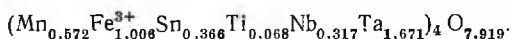
Расчет на химическую формулу $A_1V_3O_8$, предложенный в свое время Хвостовой и др. [16], показал, что недостаток кислорода можно объяснить только тем, что часть железа находится в окисной форме, на что и указывали, как сообщалось ранее, Грайс и др. [13].

После пересчета химического анализа с учетом перевода части FeO в Fe₂O₃ формула приобрела следующий вид:



Коэффициент при кислороде после перевода части закисного железа в окисную форму стал больше, однако не доходит до 8. При переводе

всего железа в форму окиси и пересчете химического анализа на 100% формула выглядит A_4O_8



Образец 38 исследовался Н. В. Троневой методом рентгеноспектрального анализа на микрозонде MS-46 французской фирмы «Сатеса» при рабочем напряжении 20 кВ, токе поглощенных электронов 50 нА, диаметре электронного зонда 1—3 мкм. Аналитическими линиями служили K_{α} линии Fe, Mn, Ti и L_{α} -линии Ta, Nb, Sn, эталонами — чистые колумбит и танталит, содержащие Ta, Nb, Sn, Fe, Ti, Mn с данными валового химического анализа. Расчет поправок на разницу состава образца и эталона производился по программе Н. В. Троневой и соавторов [17] и Цепиным и соавторами [18] для ЭКВМ «Хьюлетт-Паккард 9830».

В результате выявилась неоднородность вхождения соответствующих элементов двух типов: крупная (200—500 мкм) и тонкая (20—50 мкм), которые выявили наличие двух фаз. Одна из них оказалась обогащенной железом, другая — более богата оловом и марганцем. Назовем их условно «железной» и «оловянной» фазами.

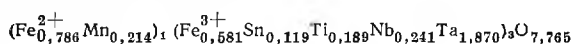
Состав фазы, богатой железом (среднее из трех анализов), и расчет на кристаллохимическую формулу см. в табл. 3.

Таблица 3

Расчет рентгеноспектрального анализа фазы, богатой железом на FeO и Fe_2O_3 после приведения к 100%

Окислы	Вес. %	к 100%	<i>a</i>	Содержание в элем. ячейке	W_k
MnO	2,52	2,55	0,0359	0,2141	0,4282
FeO	9,38	9,48	0,1319	0,7865	1,5730
Fe ₂ O ₃	7,70	7,78	0,0974	0,5808	1,742
TiO ₂	2,51	2,53	0,0317	0,1890	0,7560
SnO ₂	2,98	3,01	0,0199	0,1187	0,4748
Nb ₂ O ₅	5,33	5,38	0,0404	0,2409	1,2045
Ta ₂ O ₅	68,56	69,27	0,3136	1,8699	9,3495
Сумма	98,98	100,00	0,6708	3,999	15,528

Коэффициент $K=0,1677$



Вычисленная плотность $D=7,16$, а если считать все Fe в окисной форме, то $D=7,21$.

По химическому составу минерал следует называть сильно железистым воджинитом, аналогов которому в литературе не имеется, или, если придерживаться терминологии, предложенной С. А. Горжевской и другими [19], — моноклинным железистым танталитом.

Расчет рентгеноспектрального анализа фазы, богатой оловом с переводом части FeO в Fe₂O₃ см. в табл. 4.

Химическим составом и формулой эта фаза соответствует железистому воджиниту, например таковому из Северо-Восточной Бразилии [18], Тамеллы, Финляндии [12], Уганды [15].

Вычисленная плотность 7,08, при полном окислении Fe — 7,14.

Сравнение данных анализов, выполненных совершенно разными методами показывает почти полное совпадение их. Некоторая разница обнаруживается в содержании Mn, Sn и Ti, хотя суммарное количество двух

Таблица 4

Расчет рентгеноспектрального анализа фазы, богатой оловом, после приведения к 100%

Оксиды	Вес. %	к 100%	α	Содержание в элем. ячейке	W_k
MnO	6,94	7,148	0,1008	0,5988	1,1976
FeO	4,44	0,0636	0,3778	0,7556	0,7556
Fe ₂ O ₃	3,65	3,759	0,0470	0,2792	0,8376
TiO ₂	2,60	2,677	0,0335	0,1990	0,796
SnO ₂	11,98	12,338	0,0818	0,4860	1,944
Nb ₂ O ₅	10,38	10,69	0,0804	0,4776	2,388
Ta ₂ O ₅	57,1	58,807	0,2662	1,5815	7,9075
Сумма	97,09	99,99	0,6733	3,999	15,8263

 $K=0,168325$ $(Fe_{0,400}^{2+}Mn_{0,800})_1(Fe_{0,257}^{3+}Sn_{0,486}Ti_{0,199}Nb_{0,477}Ta_{1,581})_2O_{7,913}$

Таблица 5

Сравнение валового химического анализа (анал. М. Е. Казакова) (1) с данными рентгеноспектрального анализа (анал. Н. В. Тронева) суммарно для двух фаз (2) (или среднее из 6 ан.) и содержание элементов в элементарных ячейках воджинита обр. 38 и железной и оловянной фаз (3) и (4) соответственно

Оксиды	Вес. % (1)	Вес. % (2)	Содержание катионов в элементарных ячейках			
				(1)	(3)	(4)
MnO	6,94	4,73	Mn	0,572	0,214	0,600
FeO	12,36	12,20	Fe ²⁺	0,428	0,786	0,400
TiO ₂	0,93	2,56	Fe ³⁺	0,578	0,581	0,257
SnO ₂	9,44	7,48	Ti	0,068	0,189	0,199
Nb ₂ O ₅	7,21	7,85	Sn	0,366	0,119	0,486
Ta ₂ O ₅	63,16	62,82	Nb	0,317	0,241	0,477
			Ta	1,671	1,870	1,581
Сумма	100,04	97,64*	0	7,706	7,765	7,913

* Здесь не хватает MnO около 2%.

последних одинаково. Количество Ti в железной и оловянной фазах одинаково. Это же сравнение показывает, что железная фаза содержит по сравнению с оловянной больше железа и тантала и менее ниобия и марганца, а в оловянной более олова, ниобия и кислорода и менее тантала. Последнее обстоятельство удивительно и противоречит общепринятым в геохимии правилам. В 1941 г. Квензел [19] писал, что высокое содержание ниобия уменьшает смесимость между SnO₂ и колумбитовой фазой и в результате будет лишь механическая смесь этих компонентов, тогда как повышенное содержание Ta является благоприятным для получения изоморфной смеси.

Следует заметить еще, что на микронзонде были обнаружены в обр. 38 вполне идиоморфные, но очень мелкие кристаллы касситерита, менее 150 мкм.

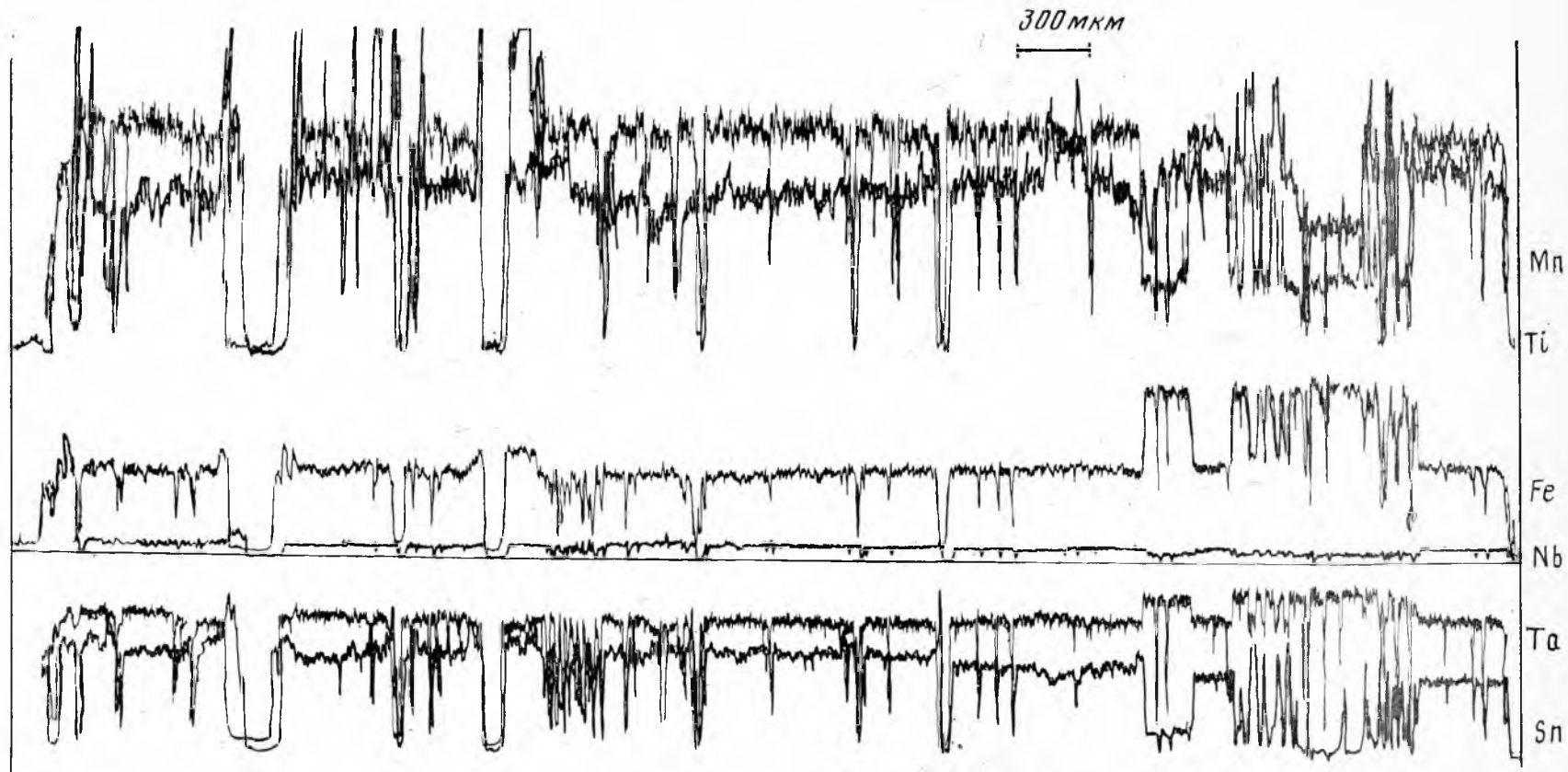


Рис. 3. Графическое изображение (профиль через аншлиф) состава фаз воджинита на электронном зонде
Отчетливо видно совпадение пиков Sn и Mn и обратное соотношение между Sn и Fe

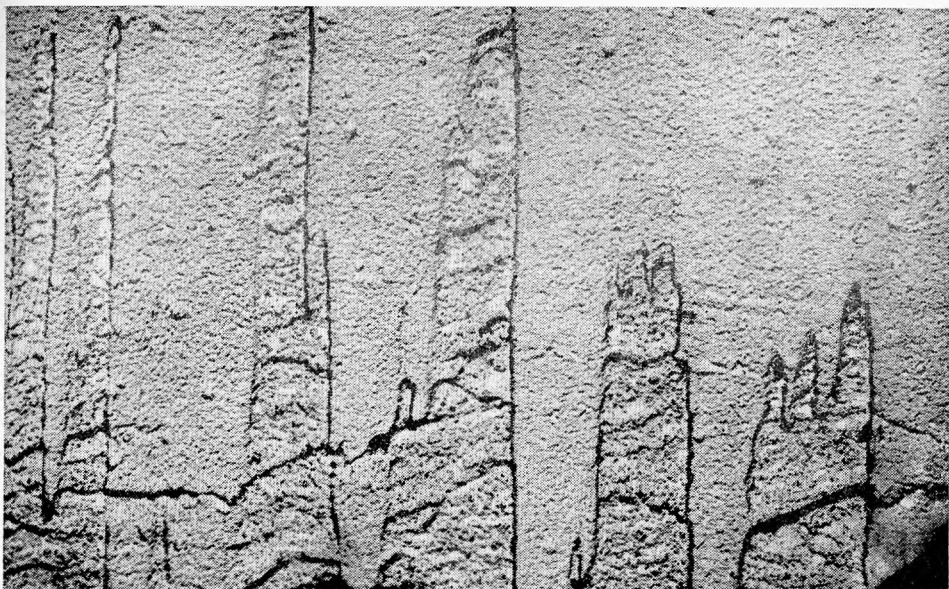


Рис. 4. Электронно-микроскопический снимок протравленного HF образца воджинита (обр. 38). Увел. 13 000

Видны «гребни» более сильно протравленной фазы

При изучении Р. В. Боярской обр. 38 в электронном микроскопе на приборе БС-613 Тесла (Чехословакия) с использованием метода двухступенчатых целлюлозно-угольных реплик с поверхности протравленного шлифа было установлено, что шлиф слагается двумя минералами (или компонентами), по-разному взаимодействующими с травителем. Травление осуществлялось плавиковой кислотой в течение 3 мин. Взаимоотношения между компонентами напоминают «гребенчатые» структуры (увел. 13 000) рис. 3. Структуры подобного типа характерны для полисинтетических двойников или для структур распада твердых растворов. Эти данные хорошо согласуются с результатами рентгенометрического и микрозондового анализов, где закономерность изменений (см. рис. 4) имеет также «гребенчатый» характер и где уменьшению содержания Mn и Sn соответствует возрастание содержания Fe и Ta.

Таким образом, выявленные травлением структуры принадлежат разным по составу фазам оловянной и железной, как это было показано выше, причем травитель сильнее действует на «гребни» (более изъеденный рельеф), т. е. на фазу более богатую Sn и Mn и менее — на фазу железную.

Образец, который изучался на микрозонде перед этим, был также протравлен плавиковой кислотой. Протравленные участки содержали $MnO = 6,18 \div 6,21\%$, $SnO_2 = 10,88 \div 12,67$. Несмотря на то, что исследованный участок был сильно перетравлен можно все же сделать вывод, что он принадлежал оловянной фазе.

Выводы

1. Изученный обр. 38 представляет собой воджинит, состоящий из двух разных фаз — бедной и богатой оловом.

2. Фаза, богатая оловом, должна быть названа железистым воджинитом. В природе известны месторождения подобных железистых раз-

новидностей в Северо-Восточной Бразилии [20], Финляндии [9, 21], Уганде [14].

3. Фаза, бедная оловом, должна быть названа сильно железистым воджинитом или моноклинным железистым танталитом по [18].

4. Результаты травления обр. 38, исследованные под обычным микроскопом в отраженном свете заставляют прийти к заключению, что кристаллы не только зональны, но что каждая зона в свою очередь слагается тонкими лейстами — пластиночками разного состава. Наиболее грубые из них видны уже при увеличении 40 [15], а при увеличении 13 000 видны мельчайшие. Центральные быстро протравливающиеся участки принадлежат преимущественно оловянной фазе, а краевые — железистой.

5. «Гребенчатые» структуры взаимоотношения двух фаз некоторых участков кристаллов, установленные под электронным микроскопом и напоминающие структуры распада твердого раствора, наводят на мысль о перекристаллизации неупорядоченной решетки иксиолита [22]. Иксиолит, образовавшийся на ранних стадиях пегматитового процесса, впоследствии распался на структурно упорядоченный железистый воджинит и воджинит сильно железистый (моноклинный железистый танталит).

6. Грубо зональное строение кристаллов унаследовано от этого раннего первичного минерала и, как обычно, свидетельствует о смене физико-химических условий, при которых происходил рост кристаллов, изменении состава питающей среды, сначала обогащенной оловом, а позднее железом. Возможно также обрастание иксиолитового ядра сильно железистым воджинитом.

7. Распределение Ta и Nb в решетках этих двух фаз подчинялось, по-видимому, ведущей роли олова, которое выделилось в оловянной фазе. Эта фаза содержит ниобия больше, чем железная. В последней более тантала и менее марганца. В структуре железной фазы роль олова взяло на себя железо в высшей степени окисления (Fe^{3+}), как это уже указывалось в работах [6] и [18].

8. В составе обеих фаз присутствует как окисное, так и закисное железо.

9. Учитывая данные исследования на микрозонде, выявляющие колебания состава одной и той же фазы, а также рентгенометрические исследования, можно говорить также о присутствии фаз и другого переходного состава, т. е. о еще более богатом железом воджините или о «железной» фазе с большим количеством олова или вовсе без него.

ЛИТЕРАТУРА

1. Nordenskiöld A. E. Beitrag zur Finnlands Mineralogie. I. Untersuchung des Tantalites von Skogbole in Kimito und von Härkäsaari in Tammela.—Ann. Phys. und Chem. Ser. 4, 1857, 11.
2. Вернадский В. И., Ферман А. Е. Об иксинолите из Ильменских гор. Изв. Импер. АН, сер. VI, т. IV, 1910.
3. Simpson E. S. Further occurrences of tantalum and niobium in Western Australia.—Austral. Ass. Adv. Sci., 1909, 12.
4. Nickel E. H., Rowland J. F., McAdam R. C. Wodginite — a new tinmanganese tantalate from Wodgina, Australia and Bernic Lake, Manitoba.—Canad. Mineralogist, 1963, 7.
5. Ferguson R. B., Howthorne F. C., Grice J. D. The crystal structures of tantalite, ixiolite and wodginite from Bernic Lake, Manitoba. II. Wodginite.—Canad. Mineralogist, 1976, 14.
6. Сидоренко Г. А., Солнцева Л. С., Горжевская С. А. О минералах со структурой воджинита и их сингенетических аналогах.—Докл. АН СССР, 1974, 216, № 1.
7. Bourguignon P., Mélon J. Wodginite du Rwanda.—Ann. Soc. géol. Belg., 1965, 88, N 5—6.
8. Turnock A. C. Synthetic wodginite, tapiolite and tantalite.—Canad. Mineralogist, 1968, 8, pt 4.
9. Vormä A., Siivola J. Sukulaite $Ta_2Sn_2O_7$ — and wodginite as inclusions in cassiterite in the granite pegmatite in Sukula, Tammela in S. W. Finland.—Compt. rend. Soc. géol. Finlande, 1967, N 39.

10. *Burke E. A. J., Kieft C., Felins R. O., Adusumilli M. S.* Staringite, a new Sn—Ta mineral from North-eastern Brazil.— *Mineral. Mag.*, 1969, **37**, N 288.
11. *Хвостова В. А., Максимова Н. В.* О минералах группы танталита-колумбита. Львовск. сб., 1969, № 23, вып. 1.
12. *Максимова Н. В., Хвостова В. А.* О минералого-кристаллохимических особенностях некоторых тантало-ниобатов.— Докл. АН СССР, 1970, **193**, № 1.
13. *Grice J. D., Cerny P., Ferguson R. B.* The Tonco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. II. Wodginite, tantalite, pseudoixiolite and related minerals.— *Canad. Mineralogist*, 1972, **7**.
14. *Knorring O., Sahama Th. G., Lehtinen M.* Ferroan wodginite from Ankole, South-West Uganda.— *Bull. Geol. Soc. Finland*, 1969, **41**.
15. *Корнетова В. А.* Некоторый опыт изучения минералов группы колумбита — танталита.— Труды Минер. музея АН СССР, вып. 12, 1961.
16. *Хвостова В. А., Павлов В. Н., Александров В. Б., Максимова Н. В.* Первая находка воджинита в СССР.— Докл. АН СССР, 1966, **167**, № 5.
17. *Тронова Н. В., Лапутина И. П., Целин А. И., Игамбердиев Ш. Х.* Программа дисперсионного анализа и расчета поправок при количественном рентгеноспектральном микроанализе для ЭВМБЭСМ-6 на языке АЛГОЛ-60.— В кн.: Алгоритмы и программы, вып. 23, сб. 3. Изд-во АН УзбССР, 1975.
18. *Горжевская С. А., Сидоренко Г. А.* О кристаллохимических особенностях минералов ряда колумбит — икснолит — воджинит. В кн.: Конституция и свойства минералов. 1974, вып. 8.
19. *Quensel P.* Minerals of the Varuträsk pegmatite. XXX. Cassiterite and stanniferous columbite.— *Geol. fören. i Stockholm förhandl.* 63 (3), 1941.
20. *Burke E. A. J., Kieft C., Fellus R. O., Adusumilli S. M.* Wodginite from North-eastern Brazil.— *Geol. en mijnbouw*, 1970, **49**, N 3.
21. *Nickel E. H., Rowland J. F., McAdam R. C.* Ixiolite — a columbite substructure.— *Amer. Mineralogist*, 1963, **48**, N 9—10.

С. В. МАЛИНКО, Е. Ф. МЕЛЬНИЦКАЯ

САХАИТ И БОРКАРИТ В СКАРНАХ САЯКСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Сахаит $\text{Ca}_{12}\text{Mg}_4(\text{CO}_3)_4(\text{VO}_3)_7\text{Cl}(\text{OH})_2\text{H}_2\text{O}$ и боркарит $\text{Ca}_4\text{Mg} \cdot [\text{B}_4\text{O}_6(\text{OH})_6](\text{CO}_3)_2$ — карбонатобораты кальция и магния, впервые открытые в скарнах Полярной Якутии [6, 7]. За истекшее с тех пор десятилетие эти минералы стали известны во многих точках земного шара: в СССР — многочисленные минералогические находки в Полярной Якутии и промышленные залежи борных руд существенно сахаитового состава, содержащих боркарит в месторождении Солонго (Бурятия) [3, 4], за рубежом — в Корее [1], в Канаде и в Италии (устные сообщения С. М. Александрова, 1975 г.). Видимо, эндогенные карбонатобораты широко распространены в природе, о чем свидетельствуют, в частности, новые их находки в нашей стране, сделанные в последнее время в меднорудном месторождении Саяк-IV в Северо-Восточном Прибалхашье. Поскольку опыт изучения месторождения Солонго в Бурятии показал, что карбонатоборатовое оруденение образует промышленные залежи борных руд, обладающих хорошими технологическими свойствами, а также учитывая малую геологическую изученность этих руд, сложность и разнообразие их состава, обычную трудность диагностики минералов бора, представляется целесообразным остановиться подробнее на новой находке карбонатоборатов.

В геологическом строении Саякского рудного поля участвуют верхнепалеозойские (С—Р) вулканогенно-осадочные образования, представленные известковистыми песчаниками, конгломератами, туфами, туфопалеовралитами, известняками, мраморами, и интрузивные породы среднекаменноугольного возраста — гранодиориты, кварцевые диориты и дайки спессартита и диоритового порфирита. В районе широко развиты процессы скарнообразования и рудообразования (главным образом, медного, в меньшей мере железного, золотого, кобальтового). Среди скарнов наиболее распространены известковые разности и в меньшей мере — магнезиальные. Известковые скарны сопровождаются борной минерализацией, представленной боросиликатами и алюмоборосиликатами — данбуритом, аксинитом, датолитом [5]. В подчиненном количестве встречаются магнеиновые и железо-магнеиновые бораты — людвигит, ссайбелиит и флюоборит, преимущественно приуроченные к магнезиальным скарнам и кальцифирам.

Карбонатоборатовая минерализация установлена в апомагнезиальных известковых скарнах, локализующихся в контактовой зоне песчаников и мраморов на глубине около 180 м от дневной поверхности и прослежена по керну скважины в 5-метровом интервале. Главными породообразующими минералами в этой зоне являются кальцит, гранат, магнезиальный хлорит; в меньшем количестве присутствуют форстерит, диопсид, волластонит, магнетит, свабит. Борные минералы — людзигит, ссайбелиит, флюоборит приурочены к участкам кальцифиров и распространены в породе неравномерно. Людвигит образует скопления мелких игольчатых кристалликов, непросвечивающих под микроскопом. Ссайбелиит развивается по карбонатной части породы, а также замещает людвигит. Флюоборит встречается в виде единичных выделений в ассоциации с ссайбелиитом.

Сахаит образует индивидуализированные кристаллы, в шлифах обладающие формами, характерными для минералов кубической сингонии, размером в первые миллиметры, серого цвета, а также сростки этих кристаллов, под микроскопом легко отличающиеся от сопутствующих минералов оптической изотропностью. По отношению к гранату, пироксену и свабиту сахаит является более поздним. Выделения сахаита большей частью подвержены интенсивному гистерогенному изменению, выражающемуся в развитии по нему тончайших прожилков и скоплений ссайбелиита и кальцита.

Боркарит в изученных образцах является преобладающим боратом и слагает около 30—35% их объема. В отличие от боркаритов из Полярной Якутии и Бурятии, обладающих соответственно зеленовато-голубой и светло-коричневой окраской, выделения этого минерала в породах данного месторождения бесцветны. Морфологический характер зерен боркарита здесь аналогичен якутскому и бурятскому. Он образует сростки кристаллов призматического габитуса размером до 5 мм, прозрачные, обладающие шелковистым блеском. Под микроскопом в шлифах боркарит наблюдается в виде крупных изометрических либо удлинённых кристаллов и их радиально-лучистых и субпараллельных сростков, с характерным высоким двупреломлением. Наблюдается развитие боркарита по сахаиту. Выделения боркарита содержат обильную пылевидную вкрапленность магнетита, нередко находятся в тесном прорастании с ссайбелиитом и кальцитом, что крайне затрудняет их исследование.

Подобный характер выделения обоих карбонатоборатов не позволил получить их мономинеральные фракции для химического исследования. Результаты определения оптических свойств и удельных весов сахаита и боркарита из месторождения Саяк-IV в сопоставлении с аналогичными параметрами этих минералов из других месторождений приведены в табл. 1. Как видно из этой таблицы, значения удельного веса и показателя преломления казахстанского сахаита выше аналогичных характеристик для этого минерала из Бурятии и Полярной Якутии и даже несколько превышают соответствующие величины для харкерита [6].

Таблица 1
Свойства сахаита и боркарита

Местонахождение	Сахаит			Боркарит			
	n_o	Показатель преломления n	Удельный вес	—2V в град.	Показатели преломления		Удельный вес
					n_g	n_p	
Полярная Якутия	14,64	1,638—1,641*	2,81*	30±2	1,657—1,660**	1,590—1,594**	2,77**
Бурятия, м-ние Солонго	14,66	1,648—1,650	2,910	27±2	1,641	1,587	2,670
Центральный Казахстан, м-ние Саяк-IV	14,65	1,672	3,00	29±2	1,662	1,591	2,745

Примечание. * — по данным И. В. Островской и соавторов (1966). ** — по данным Н. Н. Перцева и соавторов (1965). Остальные величины по данным авторов. Определения показателей преломления выполнены иммерсионным методом с проверкой иммерсионных жидкостей на рефрактометре. Удельные веса определены методом микроплавка. Значения угла оптических осей измерены на федоровском столике по выходу двух осей.

Вместе с тем по значениям межплоскостных расстояний и их интенсивностей описываемый карбонатоборат из месторождения Саяк-IV идентифицируется именно с сахаитом, а не с харкеритом (табл. 2). Возможно, он является промежуточным членом сахаит-харкеритового ряда, судя по рентгеновской характеристике, — более близким к сахаиту. Ано-

Таблица 2

Межплоскостные расстояния и интенсивности отражений сахайта из месторождения Саяк-IV, Центральный Казахстан

$d\alpha$	I	$d\alpha$	I	$d\alpha$	I	$d\alpha$	I
8,428	4	2,036	2	1,295	8	1,038	2
5,122	8	1,955	3	1,257	1	1,028	1
3,313	4	1,897	2	1,246	1	1,000	2
3,101	2	1,823	9	1,160	8	0,9824	10
2,975	2	1,723	2	1,135	1	0,9804	4
2,575	10	1,689	3	1,1075	6		
2,449	1	1,563	1	1,082	6		
2,105	9	1,498	8	1,060	7		

Примечание. Анализ произведен в рентгеновской лаборатории ВИМС (аналитик Н. И. Чернова). Условия съемки: камера $D=57,3$ мм, $\text{FeK}\alpha_{\text{в}}$ -излучение, напряжение 35 кВ, сила тока 10 мА. Интенсивность отражений оценивалась визуально по 10-балльной шкале.

малии в значениях показателя преломления и удельного веса минерала, вероятно, связаны с особенностями его состава, требующего специального исследования.

Показатели преломления и удельный вес казахстанского боркарита близки к таковым для боркарита из Полярной Якутии. Как видно из табл. 1, по оптическим свойствам и удельному весу боркарит из Казахстана близок полярно-якутскому; дебаеграммы их практически идентичны.

Новые находки сахайта и боркарита подтверждают высказанное ранее предположение о широком распространении в природе эндогенных карбонатоборатов. Интересно, что каждое новое проявление этих минералов вскрывает их своеобразные черты, что свидетельствует о многообразии форм выделения этих минералов. С другой стороны, геологическая позиция и минеральные парагенезисы боратов, карбонатоборатов и ассоциирующих с ними минералов в новом проявлении в целом аналогичны предшествующим. Представляется не случайным присутствие в ассоциациях с боратами и карбонатоборатами в данном месторождении довольно редкого минерала — свабита [2]. Это свидетельствует об идентичности в целом условий формирования борной минерализации, связанной с апомагнезиальными известковыми скарнами в различных регионах. Установление карбонатоборатов в скарнах месторождения Саяк-IV, относимого по минеральному составу к волластонитовой фации глубинности, подтверждает сделанный ранее вывод [4] об образовании минералов этой группы в широком диапазоне глубин гипабиссальной фации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ли Дон. О боркарите в Холдоне.— Чеч-жинь гва чирь, 1966, 7, № 3 (корейск. резюме на русск. яз.).
2. Малинко С. В., Румянцев Г. С., Сидоренко Г. А. Свабит из контактово-метасоматических месторождений Сибири и Урала.— Докл. АН СССР, 1966, 166, № 5.
3. Малинко С. В., Цыденова Д. Э. О новом типе эндогенных борных руд.— Разведка и охрана недр, 1970, № 9.
4. Малинко С. В., Кузнецова Н. Н., Юркина К. В. Боркарит из Солонго, его парагенезисы, состав и свойства.— В кн.: Новые данные о минералах СССР, вып. 26. «Наука», 1976.
5. Мельницкая Е. Ф. Минеральный состав боросиликатных руд месторождения скарнового типа.— В кн.: Промышленность горнохимического сырья, вып. 2, 1975.
6. Островская И. В., Перцев Н. Н., Никитина И. Б. Сахайт — новый карбонатоборат кальция и магния.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, ч. 95, вып. 2, 1966.
7. Перцев Н. Н., Островская И. В., Никитина И. Б. Новый минерал — боркарит.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, ч. 94, вып. 2, 1965.

Н. К. МАРШУКОВА, Г. А. СИДОРЕНКО, Н. И. ЧИСТЯКОВА

О ПРИРОДНОМ ГИДРОСТАНАТЕ

За последние годы благодаря использованию комплекса физических методов при изучении вещественного состава оловорудных месторождений было установлено довольно широкое распространение не встречавшихся ранее труднодиагностируемых минералов из группы гидростаннатов. Особенно велико их содержание в рудах месторождений Средней Азии (Мушистон и Сарыбулак). Один из гидростаннатов, впервые обнаруженный при изучении продуктов изменения станнитов месторождения Трудовое (Восточная Киргизия) по порошкограмме (набор межплоскостных расстояний и относительных интенсивностей), был идентифицирован с синтетическим гидростаннатом $\text{Fe Sn}(\text{OH})_6$, о чем сообщалось ранее [1].

Синтетический $\text{Fe Sn}(\text{OH})_6$ в числе других гидростаннатов был синтезирован и изучен [2]. В работе было показано, что гексагидроксостаннаты Fe, Mn, Co, Mg и Ca являются изоструктурными (пр. гр. $O_h^4 P_6^3 M$) фазами с кубической элементарной ячейкой, параметр a которой равен 7,79; 7,88; 7,78; 7,77 и 8,13 Å соответственно. Эти данные позволили констатировать, что значение параметра a находится в прямой зависимости от величины ионного радиуса катиона гидростанната. Решена также кристаллическая структура синтетических гидростаннатов, которая является трехмерной вязью псевдооктаэдров $(\text{OH})_6$ вокруг ионов (Fe, Mg, Mn, Co, Ca), чередующихся в шахматном порядке.

В Американской рентгенометрической картотеке (XR DS) опубликованы данные по синтетическим фазам $\text{Zn Sn}(\text{OH})_6$ ($a=7,800$) и $\text{NiSn}(\text{OH})_6$ ($a=7,74$), которые изоструктурны с перечисленными выше гидростаннатами. Медь как единственный дополнительный к Sn катион снижает симметрию гидростанната и $\text{Cu Sn}(\text{OH})_6$ имеет уже тетрагональную элементарную ячейку ($a=7,576$; $c=8,099$). Синтез гидростаннатов больших катионов (K, Ba, Sr) обнаружил, что эти катионы ведут к существенным перестройкам кристаллической структуры, которая приобретает гексагональную симметрию.

Таким образом, кубическая фаза гидростаннатов характерна для катионов, соизмеримых по величине ионного радиуса с Sn^{4+} . Эта величина варьирует от 0,66 (Mg) до 0,99 (Ca) при $r_i \text{ Sn}^{4+}$, равном 0,71 Å (r_i даны по Ågens'y).

В природных условиях, кроме описанного в работе [1] железистого гидростанната $\text{Fe Sn}(\text{OH})_6$, развивающегося по станнину, были встречены марганцевый гидростаннат $\text{Mn Sn}(\text{OH})_6$ среди низкотемпературных образований пегматитовых жил [3], который вошел в минералогическую литературу под названием викманит и тетравикманит и магниевый гидростаннат $\text{Mg Sn}(\text{OH})_6$ шенфлисит [4], развивающийся по гулситу.

В рудах оловорудного месторождения Мушистон (Средняя Азия), являющегося представителем касситерит-сульфидной формации, среди продуктов изменения станнина был обнаружен еще один природный гидростаннат, результаты исследования которого изложены ниже. Рудные тела месторождения Мушистон образуют жильные зоны север-северо-восточного простирания, зоны прожилково-вкрапленного оруденения

штокверкового типа в участках пересечения рудоносных трещин различной ориентировки и комбинированные тела в местах пересечения жильными зонами благоприятных литологических горизонтов (зоны скарирования в известняках, доломитах и контактов литологически разнородных пород). Подавляющее большинство рудных тел месторождения Мушистон образовалось в результате выполнения трещин с частичным метасоматическим замещением вмещающих пород. Неоднородный литологический состав вмещающих пород (сланцы, известняки, доломиты) обусловил различную интенсивность развития в них рудовмещающих трещинных структур, а следовательно, и различный характер распределения оруденения и минеральный состав руд. Руды месторождения сложены двумя минеральными ассоциациями: касситерит-арсенопирит-кварцевой, сформированной ранней стадией минерализации, и станнин-халькопирит-сфалерит-галенит-кварц-кальцитовой. Эта ассоциация образована при структурном наложении более поздней карбонатно-сульфидной минерализации на касситерит-арсенопирит-кварцевую. Сульфидные соединения олова в карбонатно-сульфидном парагенезисе образовались в результате растворения раннего касситерита, реликты которого здесь присутствуют, с последующим переотложением олова в форме станнина, реже тиллита.

Станнин в рудах по сравнению с другими очень слабо измененными сульфидными минералами практически полностью изменен. Рентгеноструктурные исследования реликтовых зерен станнина показали, что он имеет четко выраженную тетрагональную симметрию с параметрами элементарной ячейки $a=5,46$ и $c=10,74$ и соответствует станнинам месторождений касситерит-сульфидной формации. Продукты изменения станнина представлены тонкозернистым землистым агрегатом коричнево-зеленого цвета, в составе которого различаются зерна гидратов олова, малахит и азурит. Рентгеноструктурными исследованиями в составе вторичных минералов по станнину, кроме того, были определены розозит и каломин, а также выделены две минеральные фазы олова — гидростанната и варламовит.

Порошкограммы позволяют наблюдать гидростаннат как в хорошо раскристаллизованной форме, так и в высокодисперсном состоянии. Структурные параметры минерала, приведенные в табл. 1, позволили определить размер его кубической элементарной ячейки a равным $7,71 \pm \pm 0,01$ Å. Значение a меньше, чем для чисто железистого гидростанната, что свидетельствует о более сложном катионном составе минерала.

Таблица 1

Таблица значений межплоскостных расстояний медь, железо-цинкового гидростанната

<i>hkl</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>hkl</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>
111	4,42	3	331	1,756	1
200	3,840	10	420	1,722	6
	2,833	2	422	1,572	4
220	2,719	8	440	1,359	2
310	2,437	2	600	1,283	2
311	2,321	1	620	1,220	2
222	2,220	3	622	1,162	2
321	2,117	1	640		
400	1,924	3	642	1,031	2
	(1,898)	2	731		

$$a=7,71 \pm 0,02 \text{ Å}$$

Тонкая зернистость гидростанната и его теснейшая ассоциация с другими минералами — продуктами окисления станнина исключает отбор мономинерального материала для определения элементарного состава средствами химического анализа. Поэтому было проведено микрозондовое исследование гидростанната, которое позволило не только оценить содержание элементов в минерале, но и продемонстрировало характер перераспределения основных минералообразующих элементов в отдельных зернах, свидетельствующий об эволюции химического состава минерала в процессе его образования.

Химический состав гидростанната был изучен на рентгеновском микроанализаторе «Сатебах». Для анализа использовались аналитические линии $CuK_{\alpha 1}$, $FeK_{\alpha 1}$, $SnL_{\alpha 1}$, $ZnK_{\alpha 1}$, $OK_{\alpha 1,2}$, $SK_{\alpha 1,2}$, $AgL_{\alpha 1}$.

Исследования проводились при ускоряющем напряжении 10—30 кВ и токе зонда 10 нА, для кислорода 100 нА. Эталонами служили металлическое серебро и цинк, а также минералы герценберgit, халькопирит и касситерит стехиометрических составов. Для уменьшения теплового воздействия на образец, измерение интенсивности аналитической линии кислорода проводилось при расфокусированном пучке до 10—15 мкм и постоянном перемещении образца. Форма спектральной линии $OK_{\alpha 1,2}$ в эталоне (касситерите) и изучаемом гидростаннате идентична. Наложенные линии $ZnL\beta_1$ второго порядка на линию $OK_{\alpha 1,2}$ учитывалось путем вычитания из интенсивности аналитической линии кислорода интенсивности, соответствующей линии цинка. Последняя определялась на образцах с известным содержанием цинка и по составу близких к исследуемым минералам цинка.

Расчет содержания элементов проводился по методу гипотетического состава с введением теоретических поправок на поглощение и атомный номер по [5] и с использованием массовых коэффициентов поглощения по [6], и по [7] для кислорода. В связи с тем, что в литературе отсутствуют сведения по массовому коэффициенту поглощения $K_{\alpha 1,2}$ линии кислорода в цинке, то бралась экстраполированная величина между коэффициентами поглощения кислорода в меди и галлии.

Для выявления зависимости в распределении концентраций основных компонентов измерение интенсивности проводилось одновременно для двух элементов, во многих точках изучаемого минерала.

На основании полученных данных были построены количественные корреляционные кривые.

В результате микрозондовых исследований в составе зерен минералов наряду с оловом выявлены повышенные содержания меди (табл. 2) железа и цинка, свидетельствующие о том, что в рудах оловорудного месторождения Мушистон обнаружен новый медь-железоцинковый гидростаннат. Зерна гидростанната, взятые из станниновых руд, претерпевших различную степень изменения (рис. 1а, б), отличаются по цвету, форме выделения и соотношению минералообразующих компонентов. По этим признакам их можно условно разделить на две разновидности. Зерна первой разновидности, пространственно находящиеся непосредственно в контакте с окисляющимся станнином, имеют стеклообразный облик, темно-зеленый цвет, очень хрупки, твердость 3,5, изотропные, $N = 1,45$. Их химический состав характеризуется постоянным содержанием олова и меди. Количество железа и цинка варьирует. В распределении этих элементов наблюдается обратная корреляция. Уменьшение содержания цинка влечет увеличение содержания железа и наоборот, при постоянном содержании олова и меди. Это свидетельствует об изоморфизме между двумя первыми компонентами (рис. 2, табл. 2).

Зерна второй разновидности пространственно разобщены со станнином, часто образуют агрегатные скопления петельчато-скорлуповатой микротекстуры (рис. 3а), полупрозрачны, имеют зеленовато-бурый цвет, очень хрупки, твердость 3,5—3, изотропны $N = 1,42$.

Таблица 2
Химический состав гидростаннатов, вес. %

Элемент	I разновидность		II разновидность		
	1	2	3	4	5
Sn	32,6	32,2	48,1	46,8	37,6
Cu	13,6	10,8	8,5	10,8	6,6
Ag	0,7	0,1	0,1	0,2	1,3
Fe	5,6	7,4	5,7	4,4	8,7
Zn	2,9	5,4	5,3	9,0	8,8
S	0,2	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,1
O ₂	45,3	44,7	30	30	36,3
Сумма	100,9	100,6	97,7	101,2	99,4

Примечание. 1—5—зерна.

1. $(\text{Sn}_{0,87}\text{Cu}_{0,68}\text{Fe}_{0,31}\text{Zn}_{0,14})_2(\text{OH})_6 \cdot 2,95\text{H}_2\text{O}$

2. $(\text{Sn}_{0,82}\text{Cu}_{0,52}\text{Fe}_{0,40}\text{Zn}_{0,26})_2(\text{OH})_6 \cdot 2,50\text{H}_2\text{O}$

3. $(\text{Sn}_{1,26}\text{Cu}_{0,41}\text{Fe}_{0,31}\text{Zn}_{0,25})_2,22(\text{OH})_5,79$

4. $(\text{Sn}_{1,16}\text{Cu}_{0,50}\text{Fe}_{0,23}\text{Zn}_{0,41})_2,30(\text{OH})_5,69$

5. $(\text{Sn}_{0,85}\text{Cu}_{0,28}\text{Fe}_{0,42}\text{Zn}_{0,36})_{1,91}(\text{OH})_6,09$

Химический состав зерен второй разновидности может сильно варьировать от образца к образцу. Причем наблюдаются отдельные участки достаточных размеров, с равномерным распределением всех компонентов. Анализируя характер зависимости в распределении элементов (рис. 2), можно выделить участки:

1) где Fe и Zn находятся в противофазе при постоянном и равномерном содержании Sn и Cu, что свидетельствует об изоморфизме между железом и цинком;

2) где одновременно увеличивается содержание суммы олова и меди и уменьшается содержание суммы железа и цинка при равномерном распределении элементов первой группы.

По этим данным можно предположить, что олово, медь, железо, цинк не занимают самостоятельных позиций в структуре минерала, а изоморфно замещают друг друга. Поэтому данные химического состава зерен второй разновидности рассчитывались на формулу гидростанната $(\text{Fe}, \text{Sn})_2 \cdot (\text{OH})_6$. Расчет проводился исходя из количества атомов каждого сорта в элементарной ячейке минерала. Сумма полученных при этом стехиометрических коэффициентов при катионах близка 2, а коэффициенты при атомах олова, меди, цинка, железа могут варьировать в широких пределах. Следовательно, формулу гидростанната можно записать в виде $(\text{Sn}_x \text{Cu}_y \text{Zn}_z \text{Fe}_z)_2 \cdot (\text{OH})_6$.

Зерна гидростанната первой разновидности термически менее устойчивы по сравнению со второй. При токах 50 нА и расфокусированном зонде минерал быстро выгорает, что может свидетельствовать о присутствии в минерале молекулярной воды. Формула гидростанната I в общем виде: $(\text{Sn}_x \text{Cu}_y \text{Fe}_z \text{Zn}_z)_2 (\text{OH})_6 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Вероятно, в зависимости от условий образования гидростанната и миграции цинка и железа эти элементы замещали друг друга. Особенно четко это видно на растровых изображениях зерен гидростанната второй разновидности в характеристическом рентгеновском излучении (рис. 3, б). На рис. 3, б показано зональное строение минерала: в составе центральной части зерен преобладает цинк, а в составе внешней каемки — железо. Серебро в процессе изменения станнина обособляется в форме самородного металла, часть меди входит в состав вновь образованного малахита.

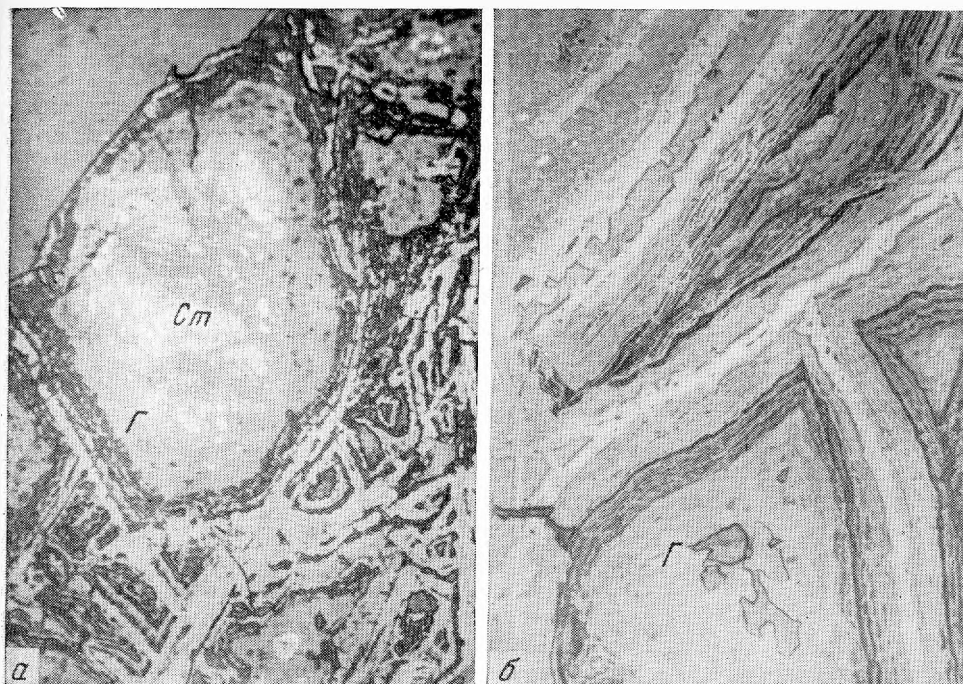


Рис. 1. Зерна гидростанната в отраженном свете, увел. 70

а — первая разновидность гидростанната (г) с реликтовыми выделениями станнина (ст); б — вторая разновидность гидростанната (г)

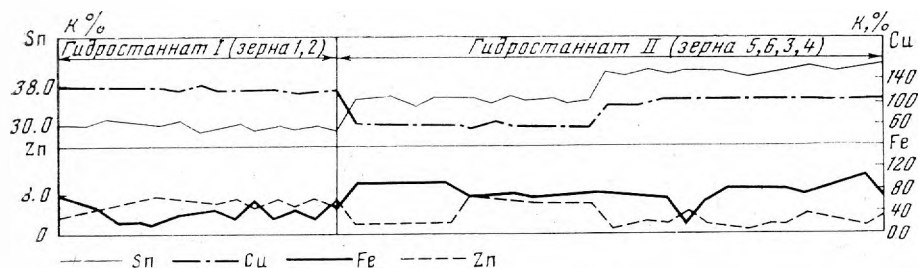


Рис. 2. Количественные корреляционные кривые распределения Pb, Cu, Fe в гидростаннате

Исследования минерального состава руд месторождения Мушистон с применением комплекса физических методов позволили: а) показать широкое развитие в рудах наряду с касситеритом и станнином труднодиагностируемых оптически и химическими методами гидратных минеральных форм олова, в том числе ранее не известного в природных условиях гидростанната меди, железа и цинка; б) определить параметры решетки, формы выделения, оптические константы и химический состав гидростанната; в) установить специфические условия образования выявленного гидростанната в обстановке руд месторождения касситерит-сульфидной формации, благодаря которой миграционная способность перешедших в раствор при изменении станнина катионов олова, меди и цинка понижена по сравнению с катионом железа. Об этом свидетель-

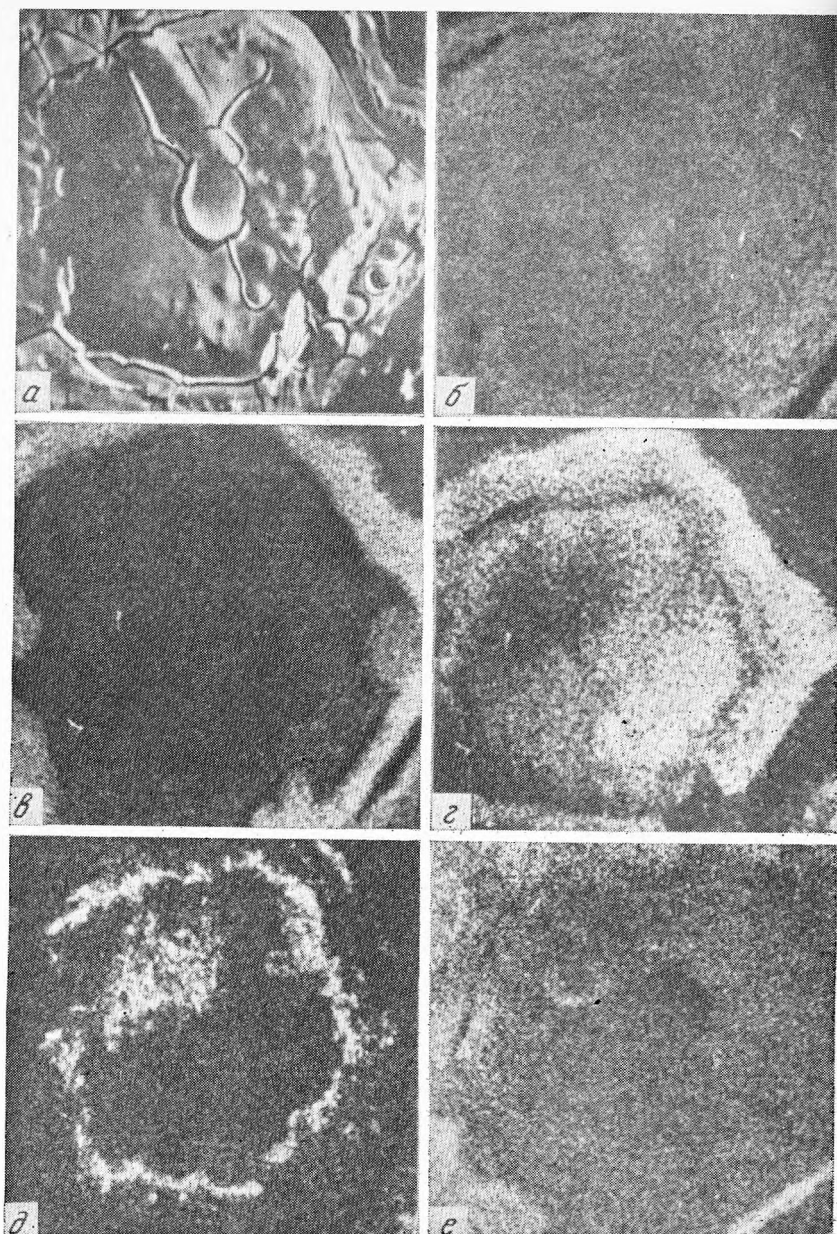


Рис. 3. Зерно второй разновидности гидростанната. Увел. 460

a — во вторичных электронах; *б* — в характеристическом рентгеновском излучении Pb, Fe, Zn, Ag и Cu (*a, в, г, д, е*)

ствует состав новообразованных гидростанната и сопутствующих минералов меди и цинка — малахита, азурита, каламина и розозита.

Выявление с помощью комплекса физических методов ранее неизвестных гидратных форм олова, определение их состава, количества и выяснение роли в общем балансе олова имеет большое практическое значение при оценке качества оловянных руд месторождений различной формационной принадлежности.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Маршукова Н. К., Павловский А. Б., Сидоренко Г. А.* Станнин и продукты его изменения в зоне окисления оловорудных месторождений Восточной Киргизии.— *Геохимия*, 1969, № 9.
2. *Strunz H., Contag B.* Hexahydroxostannate Fe, Mn, Co, Mg, Ca, SnOH₆ und seine Kristallstruktur.— *Acta crystallogr.*, 1960, 13, 8.
3. *Минералы*, т. 2, вып. 3. «Наука», 1967.
4. *Faust I. T. et al.*— *Z. Kristallogr.*, 1971, 134, Н. 1—2.
5. *Рыдник В. И., Боровский И. Б.* К методике количественного рентгеноспектрального анализа.— *Заводская лаборатория*, 33, № 8.
6. *Heinrich K. T. J.* The electron microprobe, 1966, N 4.
7. *Weisweiler W.* Die Massenabsorptionkoeffiziente der K-Strahlungen leichter Elemente.— *Mikrochim. acta (Wien)*, 1970/4.

А. И. МАХМУДОВ, И. П. ЛАПУТИНА

ДАНАИТ ИЗ ДАШКЕСАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР (МАЛЫЙ КАВКАЗ)

Данаит — высококобальтистый арсенопирит¹, открыт в 1883 г. Хэйсом в образцах из рудника Хэйнес — Стелайт (штат Айдахо, США) и позже обнаружен в ряде месторождений СССР и за рубежом [1, 2]. Химические анализы данаита из Северного Дашкесанского кобальтового месторождения впервые приведены Г. Х. Эфендиевым [3], а минералогическое описание этого минерала из Южно-Дашкесанского железокобальтового месторождения было выполнено А. И. Махмудовым [4, 5].

Условия нахождения. Нами исследован данаит из различных месторождений Дашкесанского рудного района, преимущественно Южно-Дашкесанского железокобальтового и Северо-Дашкесанского кобальтового месторождений. Во всех этих месторождениях среди скарнов различного состава в магнетитовых рудах и в зонах сильно раздробленных диабазовых порфириров данаит встречен в ассоциации с арсенопиритом, глаукодотом, высококобальтистым глаукодотом, аллоклазитом, кобальтином, магнетитом, гематитом, халькопиритом, пиритом, кобальтпиритом и редко встречающимися минералами — моддеритом, сафлоритом, карролитом, лёллинитом, миллеритом, линнеитом, зигенитом, самородным висмутом, висмутином, теллуровисмутитом, теллурином и электрумом. На Северо-Дашкесанском кобальтовом месторождении отмечаются зоны вкрапленной минерализации обогащенной данаитом (Главная рудная зона, жилы № 10 и 11).

На Южно-Дашкесанском железокобальтовом месторождении среди эпидот-гранатовых скарнов и магнетитовых руд встречена арсенопирит-данаитовая жила мощностью до 1 м и прожилки данаит-глаукодот-аллоклазитового состава (юго-восточный участок, шт. № 1).

Данаит образует ромбовидные и удлиненно-призматические кристаллы размером от 0,1 мм до 0,5 см (рис. 1).

Физические свойства. Цвет данаита под микроскопом оловянно-белый. От арсенопирита отличается слабо заметным серовато-белым оттенком. От глаукодота и аллоклазита отличается четкой анизотропией с цветным эффектом от голубого до розовато-желтого, иногда голубовато-серого. Обладает сильным отражением. В иммерсии в кристаллах данаита по границе с аллоклазитом, глаукодотом, высококобальтистым глаукодотом, кобальтином и пиритом наблюдается отчетливо выраженный синий оттенок. Иногда отмечаются двойники.

Спектры отражения данаита и арсенопирита близки (табл. 1, рис. 2). Однако начиная от 600 нм величина R арсенопирита уменьшается по сравнению с R данаита.

Твердость данаита из Северо-Дашкесанского кобальтового месторождения, измеренная на приборе ПМТ-3, находится в пределах 831—1005 кгс/мм², $H_{ср.} = 881$ кгс/мм², нагрузка $P = 70—100$ г, а данаита из месторождения Якобсбокенн (Норвегия, из личной коллекции А. И. Махмудова) — 824—873 кгс/мм²; $H_{ср.} = 852$ кгс/мм²; нагрузка $P = 70—100$ г.

¹ Данаит — арсенопирит, содержащий от 1 до 12% Со [1].

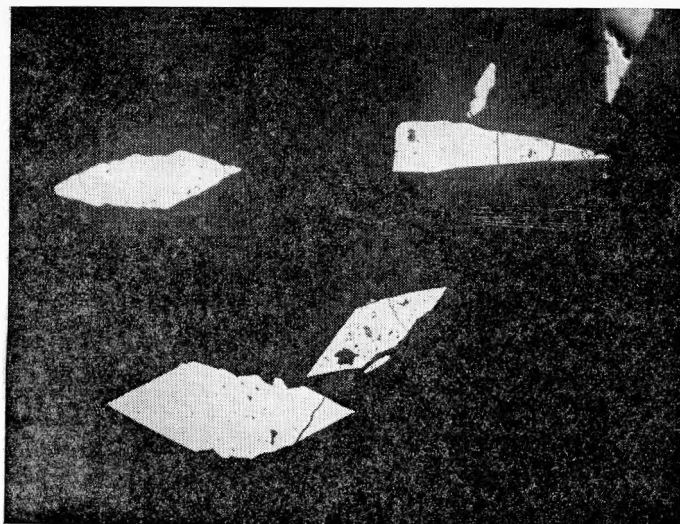


Рис. 1. Кристаллы данайта (белое) в породе (черное). Северное Дашкесанское кобальтовое месторождение, шт. 6, жила 10. Обр. 580. Полированный шлиф, увел. 10

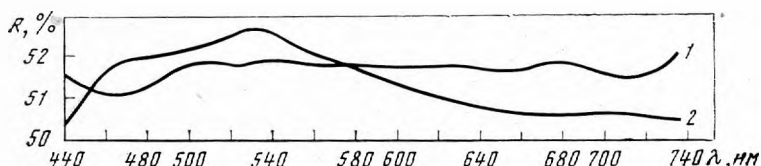


Рис. 2. Спектры отражения данайта (1) из Северного Дашкесанского кобальтового месторождения (обр. 580) и арсенипирита (2) из Южно-Дашкесанского железо-кобальтового месторождения (обр. 535)

Таблица 1

Результаты измерения спектров отражения данайта и арсенипирита (R.)

Длина волн, нм	Данайт	Арсенипирит	Длина волн, нм	Данайт	Арсенипирит
	Северное Дашкесанское месторождение. Обр. 580	Южно-Дашкесанское месторождение. Обр. 535		Северное Дашкесанское месторождение. Обр. 580	Южно-Дашкесанское месторождение. Обр. 535
440	51,6	50,4	600	51,7	51,3
460	51,0	51,8	620	51,8	51,0
480	51,2	52,0	640	51,7	50,8
500	51,9	52,1	660	51,6	50,7
520	51,8	52,6	680	51,9	50,5
540	52,0	52,7	700	51,7	50,6
560	51,8	52,0	720	51,4	50,5
580	51,8	51,8	740	52,2	50,4

Примечание. Спектры отражения данайта и арсенипирита изучены на приборе ПИОР Л. Н. Вьяльсовым в лаборатории ИГЕМ АН СССР.

Таблица 2
Химический состав дананта

Месторождение	№ п/п	№ обр.	Зерно	Содержание, %					
				Fe		Co		Ni	
				Вес. %	Ат. %	Вес. %	Ат. %	Вес. %	Ат. %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Северное кобальтовое	1	580	I	26,1	0,468	6,0	0,102	0,15	0,003
			II	24,5	0,439	7,6	0,129	1,00	0,017
			III	23,8	0,426	8,8	0,149	0,10	0,002
	2	585	I	26,0	0,466	7,4	0,126	1,26	0,021
3	586	I	29,85	0,584	4,22	0,079	0,02	0,001	
4	587	I	27,05	0,485	7,02	0,102	0,00	0,000	
Южно-Дашкесанское железо-кобальтовое	5	200	I	29,7	0,532	4,0	0,068	0,05	0,001
	6	205	II	31,3	0,560	2,8	0,048	Не обн.	
			I	25,0	0,448	8,2	0,139	0,2	0,003
	7	206	I	29,2	0,523	3,9	0,066	1,2	0,02
			II	27,6	0,494	6,3	0,007	0,4	0,007
	8	450	I	23,6	0,423	11,7	0,199	Не обн.	
			II	26,5	0,475	8,2	0,139	»	
			III	30,2	0,541	4,5	0,076	»	
			IV	24,3	0,435	10,0	0,170	»	
	9	615	V	26,7	0,478	7,8	0,132	»	
I			24,5	0,439	9,7	0,165	»		
10	620	II	23,9	0,428	9,6	0,163	0,4	0,007	
		I	24,55	0,440	10,46	0,177	Не обн.		
Якобсбокенн, Норвегия	11	21	I	33,25	0,595	1,20	0,020	0,03	0,001
			II	33,32	0,597	1,21	0,021	0,03	0,001
Карагемское, Алтай	12	22	I	33,82	0,606	4,94	0,084	Не обн.	
Нордмаркен, Швеция	13	23	I	31,42	0,563	3,07	0,052	»	
Рудник Монинг-Стар, р-н Западный Куменай, Британская Колумбия	14	24	I	29,65	0,531	3,05	0,055	»	
Сулетьелма, Норвегия	15	25	I	33,93	0,603	6,81	0,116	»	
Рудник Феникс-Принс, Южная Родезия	16	26	I	35,54	0,600	5,36	0,091	0,4	0,007
Рудник Хейнес-Стелайт, Айдахо, США	17	27	I	27,26	0,488	8,71	0,148	Не обн.	

Примечание. № 1—3 и 5—11 выполнены на рентгеновском микроанализаторе MS=46, № 4 и 12—17 — химические анализы (№ 4 [3]; № 12 [7] и № 13—17 [1]).

						Сумма	Формула
Cu		At		S			
Вес.%	Ат.%	Вес.%	Ат.%	Вес.%	Ат.%		
11	12	13	14	15	16	17	18
He обн.		51,2	0,683	14,5	0,452	97,9	$(Fe_{0,82}Co_{0,18}Ni_{0,004})_{1,004}As_{1,20}S_{0,80}$
»		50,8	0,673	15,2	0,474	99,1	$(Fe_{0,76}Co_{0,22}Ni_{0,02})_{1,00}As_{1,18}S_{0,82}$
»		50,6	0,675	15,2	0,474	98,5	$(Fe_{0,74}Co_{0,26}Ni_{0,003})_{1,003}As_{1,18}S_{0,82}$
»		45,6	0,609	19,7	0,614	99,96	$(Fe_{0,76}Co_{0,21}Ni_{0,03})_{1,00}As_{1,00}S_{1,00}$
»		48,45	0,622	19,7	0,614	100,24	$(Fe_{0,86}Co_{0,12}Ni_{0,001})_{0,981}As_{1,01}S_{0,99}$
»		45,56	0,609	19,25	0,600	98,88	$(Fe_{0,80}Co_{0,20})_{1,00}As_{1,01}S_{1,00}$
0,03	0,00	48,7	0,650	17,9	0,555	100,38	$(Fe_{0,98}Co_{0,11}Ni_{0,001})_{1,091}As_{1,08}S_{0,92}$
He обн.		47,6	0,635	18,2	0,568	99,9	$(Fe_{0,93}Co_{0,08})_{1,01}As_{1,06}S_{0,94}$
»		52,1	0,695	14,9	0,465	100,4	$(Fe_{0,77}Co_{0,24}Ni_{0,01})_{1,02}As_{1,20}S_{0,80}$
0,1	0,001	45,8	0,611	19,7	0,613	99,9	$(Fe_{0,85}Co_{0,11}Ni_{0,03}Cu_{0,002})_{0,992}As_{1,00}S_{1,00}$
0,1	0,001	45,8	0,611	19,6	0,611	99,8	$(Fe_{0,81}Co_{0,18}Ni_{0,01}Cu_{0,003})_{1,00}As_{1,01}S_{1,00}$
He обн.		46,1	0,615	19,2	0,599	100,6	$(Fe_{0,88}Co_{0,33})_{1,02}As_{1,01}S_{0,99}$
»		47,1	0,629	18,9	0,589	100,7	$(Fe_{0,78}Co_{0,23})_{1,01}As_{1,03}S_{0,97}$
»		46,0	0,614	19,5	0,608	100,2	$(Fe_{0,88}Co_{0,12})_{1,00}As_{1,00}S_{1,00}$
»		51,0	0,681	16,6	0,518	101,9	$(Fe_{0,72}Co_{0,28})_{1,00}As_{1,14}S_{0,88}$
»		47,5	0,634	18,3	0,571	100,3	$(Fe_{0,72}Co_{0,22})_{0,96}As_{1,05}S_{0,95}$
»		48,0	0,641	18,0	0,561	100,2	$(Fe_{0,73}Co_{0,27})_{1,00}As_{1,07}S_{0,93}$
»		47,5	0,634	18,8	0,586	100,2	$(Fe_{0,70}Co_{0,27}Ni_{0,01})_{0,98}As_{1,04}S_{0,98}$
»		45,11	0,602	20,28	0,632	100,4	$(Fe_{0,71}Co_{0,29})_{1,00}As_{0,98}S_{1,02}$
He обн.		43,81	0,595	21,96	0,676	100,25	$(Fe_{0,95}Co_{0,03}Ni_{0,001})_{0,96}As_{0,92}S_{1,10}$
»		43,80	0,585	22,23	0,693	100,59	$(Fe_{0,95}Co_{0,03}Ni_{0,001})_{0,95}As_{0,92}S_{1,10}$
»		42,61	0,568	18,63	0,581	100,00	$(Fe_{0,95}Co_{0,15})_{1,10}As_{0,99}S_{1,01}$
»		45,77	0,611	19,74	0,616	100,00	$(Fe_{0,92}Co_{0,08})_{1,00}As_{1,00}S_{1,00}$
»		47,6	0,635	19,7	0,614	100,00	$(Fe_{0,85}Co_{0,09})_{0,94}As_{1,02}S_{0,98}$
»		38,40	0,513	20,75	0,647	99,89	$(Fe_{1,05}Co_{0,20})_{1,25}As_{0,88}S_{1,12}$
»		40,66	0,543	19,93	0,622	101,89	$(Fe_{1,03}Co_{0,16}Ni_{0,01})_{1,20}As_{1,20}S_{1,07}$
»		46,93	0,626	17,10	0,533	100,00	$(Fe_{0,84}Co_{0,26})_{1,10}As_{1,06}S_{0,92}$

Таблица 3

Результаты расчета межплоскостных расстояний дананта и арсенопирита

По нашим данным				Карагемское месторождение [7] (Обр. 1)		Южно-Дашкесанское железно-кобальтовое м-ние [5] (Обр. 535)	
Северное Дашкесанское кобальтовое месторождение (Обр. 580)							
$(d/n)_{\text{выч}}$	hkl	I	d/n	I	d/n	I	d/n
—	—	—	—	—	—	3,0	4,90
3,67	210	3	3,67	1	3,65	1,3	3,68
—	—	1	3,51	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	0,4	3,37
—	—	—	—	—	—	0,5	3,04
—	—	—	—	1	3,01	—	—
—	—	3	(2,95 _β)	1	2,96	2,8	2,90
—	—	2	2,84	—	—	—	—
2,822	020	2	2,82	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
2,67	202	10	2,67	8	2,66	10	2,67
2,56	311	2	2,558	1	2,54	0,6	2,55
2,44	220	8	2,443	8	2,42	6,6	2,445
2,41	400	8	2,413	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	0,3	2,297
2,22	410	2	2,210	—	—	0,1	2,203
—	—	—	—	2	2,219	0,4	2,168
2,11	022	1	2,094	—	—	1,2	1,103
—	—	2p	(2,01 _β)	—	—	0,5	2,027
1,995	013	1	1,983	—	—	—	—
1,964	113	1	1,962	—	—	—	—
—	—	3	1,944	1	1,940	1,2	1,946
1,925	500	—	—	—	—	0,4	1,922
1,825	510	6	1,825	—	—	3,8	1,828
1,81	031	6	1,818	8	1,810	3,4	1,816
—	—	(1)	(1,803 _β)	—	—	—	—
1,77	131	4	1,764	—	—	1,8	1,766
1,755	230	1	1,753	—	—	—	—
—	—	(1)	(1,702 _β)	—	—	—	—
—	—	(1)	(1,684 _β)	—	—	0,5	1,687
1,625	330	5	1,633	3	1,628	2,2	1,636
1,602	660	1	1,603	—	—	1,4	1,610
1,575	331	2	1,588	1	1,579	1,2	1,588
—	521	5	1,545	—	—	1,3	1,543
1,54	014	3	1,533	1	1,526	—	—
—	232	(1)	(1,478 _β)	—	—	0,5	1,482
1,43	503	1	1,430	—	—	0,4	1,431
1,39	024	1	1,390	1	1,376	0,5	1,387
—	—	—	—	—	—	—	—
1,335	223	3	1,345	5	1,342	1,3	1,343

Примечание. Съемка дифрактограммы дананта (обр. 580) производилась И. А. Будько на рентгеновском дифрактометре ДРОН-1 на железном излучении с Mn-фильтром. Скорость съемки 1° в минуту. В качестве эталона для введения поправок использовался металлический алюминий; межплоскостные расстояния арсенопирита (обр. 535) рассчитаны по дифрактограмме, снятой Г. Ф. Плаховым на рентгеновском аппарате УРС-50ИМ на Cu-излучении с Ni-фильтром. Режим работы трубки: $V = 35$ кВ, $I = 12$ мА; скорость вращения счетчика $1/4^\circ$ в мин.

ского кобальтового месторождения: $a=9,64 \text{ \AA}$, $b=5,64 \text{ \AA}$, $c=6,40 \text{ \AA}$, $\beta \approx 90^\circ$; $a : b : c = 1,79 : 1 : 1,135$.

Параметры арсенопирита по литературным данным [1] следующие: $a=9,53$; $b=5,66$; $c=6,43 \text{ \AA}$, $\beta=90^\circ$, $a : b : c = 1,684 : 1 : 1,136$.

Необходимо отметить, что вхождение больших содержаний кобальта (в среднем 7,5% Co) в арсенопирит влияет в основном на увеличение параметра a_0 .

Приведенные данные показывают, что данаит отличается от арсенопирита по химическому составу и физическим признакам, что дает основание считать его самостоятельной высококобальтистой разновидностью арсенопирита. Окончательное решение о данаите как самостоятельном минеральном виде может быть сделано после проведения структурного исследования данаита.

ЛИТЕРАТУРА

1. Минералы. Справочник, т. 1. Изд-во АН СССР, 1960.
2. Шишкин Н. Н. Кобальт в рудах СССР. «Недра», 1973.
3. Эффендиев Г. Х. Гидротермальный рудный комплекс Северо-Восточной части Малого Кавказа. Баку, Изд-во АН АзербССР, 1957.
4. Махмудов А. И. Минералогия и условия формирования кобальтовых руд Южно-Дашкесанского месторождения. Баку, «Азернешр», 1968.
5. Махмудов А. И. Арсенопирит (кобальт-содержащий) в рудах Дашкесанских месторождений (Азербайджанской ССР).— Уч. зап. АГУ, геол.-геогр. сер., № 4, 1973.
6. Тронева Н. В., Лапутина И. П., А. И. Цепин, Ш. Х. Игамбердиев. Программа дисперсионного анализа и расчета поправок при количественном рентгеноспектральном микроанализе для ЭВМ БЭСМ-6 на языке АЛГОЛ-60.— В кн.: Алгоритмы и программы, вып. 23, Ташкент, 1975.
7. Баженов А. И. Минералы кобальта и никеля из Карагемского месторождения (Южно-Восточный Алтай).— Научные доклады высшей школы, сер. геол.-географ. наук, № 4, 1968.

М. И. НОВГОРОВОДА, А. И. ЦЕПИН, Н. И. ОРГАНОВА

ОЛОВСОДЕРЖАЩИЙ СТИБИОЛЮЦИОНИТ — ПЕРВАЯ НАХОДКА В СССР

Оловосодержащий стиббиолуцит в незначительных количествах был найден в нескольких пунктах земного шара (Лаурани, Боливия; Серро де Паска, Перу; Гуанако, Чили; Тайн-Майн, Япония) [1]. Свойства этого минерала изучены недостаточно. Он был назван Г. Мо [2] станолуцитом и под этим названием в качестве оловянного аналога луцитита и стиббиолуцитита описывался в справочниках [1]. Известно, что в составе этого минерала, обладающего тетрагональной сингонией, присутствуют Sb и Sn в соотношении 12 : 1 [2]. Искусственно получено соединение $Cu_3(Cu, Sn)_4S_4$ с соотношением Cu : Sn равным 2 : 1, попытки получить соединение, предельно насыщенное оловом Cu_3SnS_4 , не увенчались успехом [3].

По Х. Штрунцу [4], луцитит изоструктурен со станнином (Cu_2SnFeS_4). Однако К. Леви [5], исследуя с помощью микросонда луцититы из многих месторождений, олова в их составе не обнаружил. На этом основании возможность существования промежуточных соединений в ряду луцитит (стиббиолуцитит) — станнин ставилась под сомнение [1].

Оловосодержащий стиббиолуцит обнаружен авторами в золото-сульфидно-кварцевых рудах одного из месторождений Кураминского хребта. В дальнейшем для краткости изложения этот минерал условно называется «станолуцитом». Его выделения вытянутой и неправильной формы размером не более 0,1 мм встречены в ассоциации с тетраэдритом, голдфилдитом, цинковым станнином, халькопиритом, гесситом, самородным золотом. Он обычно находится во включениях в голдфилдите.

Выделения описываемого минерала представлены мелкозернистыми агрегатами; размер зерен 50—150 мкм, форма их округлая, неправильная.

В отраженном свете в окружении серого голдфилдита станолуцит лиловато-серый, в сростании с цинковым станнином светло-лиловатый оттенок становится заметнее. Двуотражение в воздухе заметное, со слабым плеохроизмом от светло-серого до лиловато-серого. «Станолуцит» анизотропен; внутренние рефлексы не наблюдались. Спектры отражения измерены (табл. 1) Л. И. Бочек на микроскопфотометре МРМ-01 фирмы «Оптон» с эталоном WTiC, объективом «Eriplan» $16\times\times 0,35$. Размер зонда — около 10 мкм, освещенной площади — 50 мкм.

Кривая дисперсии отражения станолуцитита сходна с известными кривыми для сурьмянистых членов ряда луцитит — стиббиолуцитит [6]. Заметное повышение отражения в крайнем синем и фиолетовом частях спектра объясняет визуально наблюдаемый лиловатый оттенок цвета станолуцитита.

Микротвердость станолуцитита по 20 замерам на приборе ПМТ-3 при нагрузке 20 г составляет 267—357 кгс/мм²; форма отпечатка алмазного индентора изотропная.

Химический состав станолуцитита был определен на рентгеновском микроанализаторе Ms-46 фирмы «Сатеса». Измерения выполнялись

Таблица 1
Отражение R «станолоюонита»

Длина волны, нм	Зерно 1		Зерно 2		Длина волны, нм	Зерно 1		Зерно 2	
	R, %					R, %			
	R _g ^I	R _p ^I	R _g ^I	R _p ^I		R _g ^I	R _p ^I	R _g ^I	R _p ^I
400	29,00	27,60	29,66	26,70	560	26,88	25,28	27,19	24,94
420	27,00	27,47	27,26	26,37	580	27,62	25,49	27,80	25,22
440	26,58	25,54	26,92	25,86	600	28,10	25,59	27,42	25,63
460	26,60	25,02	26,11	24,92	620	28,26	26,10	28,68	26,07
480	26,17	24,31	25,44	24,52	640	28,46	26,51	28,91	26,47
500	25,91	24,23	25,11	24,03	660	28,86	27,25	28,95	27,10
520	25,66	24,28	25,76	24,30	680	28,97	27,57	28,95	27,27
540	26,11	24,99	26,46	24,63	700	28,81	28,02	29,09	27,73

методом шагового сканирования с расстоянием между точками 2 мкм с последующим построением концентрационных кривых. Точки, отвечающие участкам с равномерным распределением элементов (размером до 100 мкм), обсчитывались количественно с привлечением ЭКВМ «Hewlett-Packard-9830» по оригинальной программе А. И. Цепина на основе алгоритма программы [7] с массовыми коэффициентами поглощения, по К. Фрэзеру.

Результаты количественных определений состава станолоюонита в его восьми зернах приведены в табл. 2. При незначительных вариациях в содержаниях S, Cu, Fe, Zn, Ag содержания Sb и As меняются в пределах 12,63—21,22 вес. % и 1,57—8,13 вес. % соответственно. Отношение Sb/As варьирует от 1,5 : 1 до 10 : 1. Примесь Sn составляет 1,08—5,26 вес. %, а Te—0,05—1,01 вес. %. Состав «станолоюонита» хорошо рассчитывается на люонитовую формулу: $(Cu, Fe)_3(Sb, As, Sn, Te)_2S_4$; расчеты устанавливают незначительные отклонения формульных единиц от целочисленности: характерным является некоторый избыток суммы Sb, As, Sn, Te и соответствующий недостаток S (табл. 2). Вместе с тем, корреляционный анализ соотношений элементов (табл. 3) указывает на отсутствие четкой корреляции Sn с Sb, As, Te и S. Значимые положительные коэффициенты корреляции получены для пар Sn—Zn и Sn—(Zn+Fe). Это связано, видимо, с тем, что при общем сложном характере распределения атомов разного сорта в структуре возможность вхождения Sn облегчается в присутствии Zn и Fe.

Рентгеновские исследования выполнены в камере РКУ 2R-114 мм на Fe-излучении без фильтра из микроколичеств вещества, выцарапанного тонкой стальной иглой с поверхности полированного шифа и закатанного в резиновый шарик диаметром 0,2 мм.

По интенсивности линий и величинам межплоскостных расстояний дебаеграмма «станолоюонита» сходна с известными дебаеграммами стиболоюонита и гексастаннина (табл. 4). Это обстоятельство обнаруживается с полной очевидностью после отнесения трех слабых линий рентгеновского снимка к самым интенсивным отражениям тетраэдрита (одна из них совпадает со слабой линией станолоюонита), очевидно, попавшего в пробу в качестве незначительной примеси. Справедливость такого отнесения подтверждается их неравномерным почернением вследствие большей твердости (и неравномерной крупности при растирке вследствие этого) по сравнению со станолоюонитом.

Таблица 2
Химический состав «станолоцитита» по данным рентгеноспектрального анализа

Элемент	1		2		3		4		5		6		7		8	
	Вес. %	Ат. %	Вес. %	Ат. %	Вес. %	Ат. %	Вес. %	Ат. %	Вес. %	Ат. %	Вес. %	Ат. %	Вес. %	Ат. %	Вес. %	Ат. %
S	29,31	49,54	29,65	49,58	29,41	49,58	30,77	50,03	31,58	49,78	29,96	49,67	29,85	49,51	30,37	49,07
Fe	1,01	0,98	0,12	0,11	0,10	0,09	0,30	0,28	0,99	0,92	0,58	0,55	0,12	0,11	1,43	1,32
Cu	42,86	36,55	43,99	37,12	43,65	37,13	45,01	36,92	44,41	36,47	43,94	36,75	44,61	37,33	44,43	36,46
Zn	0,11	0,09	0,02	0,02	0,03	0,02	0,07	0,06	0,01	0,01	0,10	0,07	—	—	0,02	—
As	3,22	2,33	3,47	2,48	2,18	1,57	8,13	5,65	8,38	5,84	5,46	3,87	5,11	3,62	7,20	4,97
Ag	0,14	0,07	0,06	0,03	0,03	0,02	0,15	0,07	0,02	0,01	—	—	—	—	0,15	—
Sn	4,77	2,18	2,59	1,17	2,46	1,12	2,69	1,18	2,89	1,26	3,38	1,51	1,08	0,48	5,26	2,29
Sb	18,01	8,01	21,22	9,35	23,50	10,43	12,86	5,50	12,70	5,44	17,14	7,48	20,45	8,93	12,63	5,37
Te	0,59	0,24	0,30	0,12	0,05	0,02	0,70	0,28	0,59	0,24	0,15	0,06	—	—	1,01	0,41
Σ	100,02		101,42		101,41		100,68		100,57		100,71		101,22		102,79	

Примечание. Условия съемки: рабочее напряжение MS-46 «Сатеса»—20 кв, размер зонда 1—2 мкм, ток образца — 23 нА. Эталоны сравнения служили: для Cu K_{α} , S K_{α} , Fe K_{α} — синтетический калькопирит, As K_{α} — арсенид никеля, Sb L_{α} , Zn K_{α} , Ag L_{α} , Sn L_{α} , Te L_{α} — соответствующие чистые металлы.

1. $(Cu_{2,92}Fe_{0,07})_{2,99}(Sb_{0,64}As_{0,19}Sn_{0,17}Te_{0,02})_{1,02}S_{3,98}$.
2. $Cu_{2,99}(Sb_{0,75}As_{0,19}Sn_{0,09}Te_{0,01})_{1,04}S_{3,96}$.
3. $Cu_{2,99}(Sb_{0,75}As_{0,19}Sn_{0,09}Te_{0,01})_{1,04}S_{3,96}$.
4. $(Cu_{2,95}Fe_{0,02})_{2,97}(Sb_{0,44}As_{0,45}Sn_{0,06}Te_{0,02})_{1,00}S_{4,00}$.

5. $(Cu_{2,96}Fe_{0,07})_{3,08}(Sb_{0,49}As_{0,47}Sn_{0,10}Te_{0,02})_{1,02}S_{3,98}$.
6. $(Cu_{2,94}Fe_{0,04})_{2,98}(Sb_{0,59}As_{0,31}Sn_{0,12})_{1,02}S_{3,97}$.
7. $(Cu_{2,99}Fe_{0,01})_{3,00}(Sb_{0,71}As_{0,29}Sn_{0,03})_{1,03}S_{3,96}$.
8. $(Cu_{2,92}Fe_{0,10})_{3,02}(Sb_{0,43}As_{0,39}Sn_{0,18}Te_{0,03})_{1,03}S_{3,92}$.

Таблица 3

Коэффициенты парной корреляции элементов в составе «станолоюонита»

Элемент	Sb	Cu	S	Fe	Zn	Ag	Te	Sn
As	<u>-0,926</u>	<u>0,906</u>	<u>0,984</u>	0,321	-0,085	0,067	0,556	-0,131
Sb		-0,710	<u>-0,956</u>	-0,584	-0,224	-0,318	-0,782	-0,248
Cu			<u>0,881</u>	-0,110	-0,275	0,024	0,317	-0,485
S				0,345	0,036	0,207	0,651	-0,020
Fe					0,459	0,214	0,608	0,750
Zn						0,518	0,349	<u>0,817</u>
Ag							0,761	0,531
Te								0,556

Примечание. Подчеркнуты значимые коэффициенты корреляции при доверительной вероятности 95%.

Таблица 4

Дебаграммы «станолоюонита» в сравнении с гексастаннином и стибиолоюонитом

Гексастаннин [1]			Станолоюонит				Стибиолоюонит [5]		
hkl	d/n	I	hkl	d/n	I	Примесь тетраэдри-та	hkl	d/n	I
—	—	—	—	—	—		002	5,3	1
—	—	—	—	—	—		101	4,8	1
—	—	—	—	—	—		110	3,8	1
000 _{4β}	3,365	3	112 _β	3,43	7			3,3	1
0,004	3,080	9	112	3,09	10		112	3,09	10
101 ₂	3,000	1	103	3,00	2	10—2,996	103	2,98	1
101 ₃	2,674	4	004, 200	2,69	4		200	2,68	2
101 _{4β}									
101 ₄	2,377	1	—	—	—		—	—	—
112 _{0β}	2,087	5	201 _β	2,089	4		—	—	—
0006 _β									
112 ₀	1,894	10	201	1,898	9		220	1,895	5
—	—	—	—	1,837	2	10—1,834	—	—	—
101 ₆	1,785	3	312 _β	1,784	3		—	—	—
112 ₄	1,618	8	312	1,617	8		312	1,615	4
0008	1,553	2	—	1,558	1	10—1,564	224	1,544	1
202 ₄	1,480	2	—	—	—		—	—	—
213 _{2β}	1,349	2	316 _β , 400	1,343	2		400	1,340	1
1128 _β									
213 ₂	1,232	4	316	1,230	6		332	1,229	1
1128									
213 ₃	1,206	2	—	—	—		—	—	—
0.0.0.12 _β	1,138	1	—	—	—		—	—	—
303 ₀	1,097	8	424	1,094	5		424	1,093	2
303 ₂	1,034	5	336	1,031	3		512	1,030	1
112.10									
0.0.0.12									

Сходство дебаеграммы станюлюонита с гексагональным гексастаннином и тетрагональным стибюлюонитом предоставило две возможности ее индирования. Наилучшая сходимость с теоретически вычисленными величинами межплоскостных расстояний получена исходя из тетрагональности структуры станюлюонита.

Параметры элементарной ячейки: $a_0 = 5,358 \pm 0,005$ Å, $c_0 = 10,730 \pm 0,005$ Å, $c/a = 2,003$, $z = 2$. По сравнению со справочными данными для стибюлюонита [4], характеризующегося $a_0 = 5,38$, $c_0 = 10,76$ Å, $c/a = 2,000$, несколько уменьшены параметры a_0 и c_0 .

Таким образом станюлюонит по своим рентгеновским характеристикам, составу и физическим свойствам близок стибюлюониту и может быть отнесен к разряду оловосодержащей разновидности последнего. Положительная корреляционная связь олова с цинком в составе станюлюонита позволяет предположить возможность смесимости в ряду люонит (стибюлюонит) — цинковый станнин (кестерит). Представляется нецелесообразным сохранение названия «станюлюонит», по существу, отвечающего оловосодержащему стибюлюониту с незначительной примесью олова.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Ramdohr P.* Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin, 1975.
2. *Moh G. H., Ottemann J.* Neue Untersuchungen and Linkiesen und Zinnkiesverwandten.—Neues Jahrb. Mineral. Abhandl., 1962, 99, H. 1.
3. *Moh G. H.* Tin-containing mineral systems. Part II. Phase relating and mineral assemblages in the Cu—Fe—Zn—S system.—Chem. Erde, 1975, 34, H. 1.
4. *Штрунц X.* Минералогические таблицы. Госгеолтехиздат. 1962.
5. *Lévy C.* Contribution à la mineralogie des sulfures de cuivre du type Cu_3XS_4 .—Mem. Bur. Rech. geol. et Minieres, 1967, N 54.
6. *Безсмертная М. С., Чвилева Т. Н., Агрошкин Л. С.* и др. Определение рудных минералов в полированных шлифах по спектрам отражения и твердости. «Недра», 1973.
7. *Тронева Н. В., Лапутина И. П., Цепин А. И., Игамбердиев Ш. X.*—В кн.: Алгоритмы и программы, вып. 23. Ташкент, 1975.

Ю. Л. ОРЛОВ, Ю. А. ДУДЕНКОВ, Ю. П. СОЛОДОВА

ВОЛОКНИСТЫЙ РОСТ, ИК-СПЕКТРЫ И ВКЛЮЧЕНИЯ КАРБОНАТОВ В КУБИЧЕСКИХ КРИСТАЛЛАХ АЛМАЗА

Среди алмазов из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия) нередко встречаются непрозрачные, мутные серого и темно-серого цвета алмазы кубической формы. Для кубических граней этих кристаллов характерно блочное строение. На поверхности их наблюдаются следы слабого растворения: четырехугольные углубления — фигуры травления, округление ребер, трещинообразные каналы травления. Для детального исследования из нескольких таких кристаллов были выпилены пластины, параллельные плоскостям $\{100\}$, что позволило изучить их внутреннее строение, снять ИК-спектры и рентгенно-дифракционные топограммы.

В результате исследования выявлено, что кристаллы имеют зональное строение. Кристаллы отличались друг от друга количеством зон и насыщенностью последних черными и субмикроскопическими бесцветными включениями, обуславливающими окраску и помутнение отдельных зон. Все кристаллы имели волокнистое строение, которое хорошо выявлялось характерными узорами аномального двупреломления. На рис. 1 приведена фотография одной из пластин, выпиленной из кубического кристалла этой разновидности. Центр кристалла совершенно черный, непрозрачный, насыщен черного цвета включениями (графита?). Вокруг темного ядра развита непрозрачная светлая зона, имеющая сахаровидное строение в связи с наличием в ней большого количества белых субмикроскопических включений. Внешняя зона полупрозрачная, светло-серая, содержит рассеянные включения черного цвета в виде пластинок, располагающихся по плоскостям $\{111\}$.

При просмотре пластины в поляризационном микроскопе во внешней полупрозрачной зоне отчетливо видно ее волокнистое строение: в углах квадрата пластины наблюдаются прямые линии, идущие параллельно диагонали квадрата, а в центральной части граней куба видна сетка пересекающихся линий, идущих в направлении $\langle 110 \rangle$. Рентгенно-дифракционная топограмма показала, что волокнистое строение имеют и две внутренние зоны этого кристалла, что трудно установить оптическим методом из-за непрозрачности этих зон. Волокнистый рост начался из центра кристалла, и его текстура аналогична видимой в прозрачной пластине, выпиленной из другого кубического кристалла, в котором отсутствуют окрашенные зоны, сильно насыщенные включениями (рис. 2). Кристаллы с аналогичной текстурой описывались ранее [1, 2]. Таким образом, видимое зональное строение кристалла по кубу, не свидетельствует о том, что он рос гранями $\{100\}$: каждая зона представляет собой отдельные стадии волокнистого роста, в течение которых условия и состав среды кристаллизации менялись. Первоначально кристаллизация происходила в условиях, близких к кривой равновесия графит — алмаз, что обусловило одновременное выделение двух кристаллических фаз углерода (черная центральная зона). Затем условия изменялись: графит уже не выделялся, а растущий алмаз интенсивно захватывал другие компоненты среды кристаллизации. На последней стадии роста кристаллизовался чистый алмаз, с незначительным количеством сингенетичного графита.

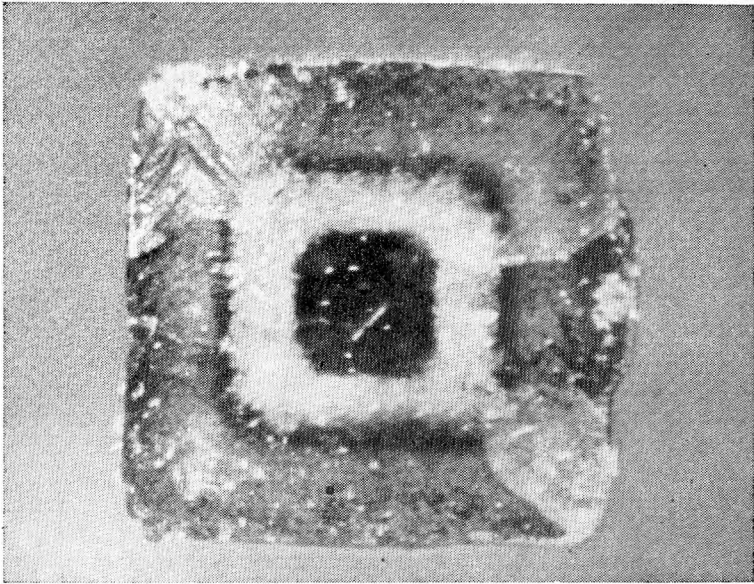


Рис. 1. Пластина алмаза, выпиленная из кубического кристалла параллельно (100). Отчетливо выражена зональность по кубу

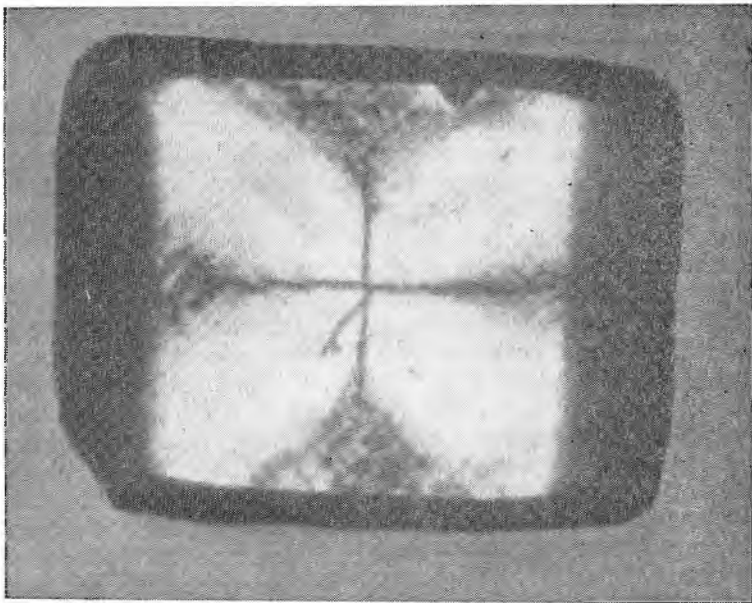


Рис. 2. Волокнистая текстура, видимая в узоре двупреломления в пластине алмаза, выпиленной из кубического кристалла параллельно (100)

Данные инфракрасной спектроскопии позволяют сделать некоторые выводы о составе «бесцветных включений» и примесных дефектах. На рис. 3 приводится спектр поглощения в ИК-области, снятый с центральных зон пластины, изображенной на рис. 1. Как видно, в спектре проявляется система полос поглощения с головной линией 1282 см^{-1} . Коэффициент поглощения при этой линии достигает высоких значений $\alpha_{1282} = 120\text{—}130 \text{ см}^{-1}$, что в пересчете на содержание азота по формуле

$N=5,8 \cdot 10^{18} - \alpha_{1282}$ [3] соответствует его содержанию $7-7,5 \cdot 10^{20}$ атм/см³. Кроме того, в спектре проявляется линия 3107 см⁻¹, приписываемая локализованному валентному колебанию C—H [4, 5].

В спектре отсутствуют системы полос поглощения B_1 и B_2 с головными линиями 1175 см⁻¹ и 1370 см⁻¹ соответственно. Эти системы полос поглощения связываются с дефектными центрами в структуре алмаза в форме сегрегаций азота в плоскостях {111} и {100}.

Очень интересной особенностью спектра поглощения описываемого кристалла алмаза является наличие широкой полосы с максимумом 1400—1450 см⁻¹, а также полос 1095 см⁻¹ и 880 см⁻¹. Положение максимумов, форма и соотношение интенсивностей этих полос соответствует спектрам поглощения карбонатов [5—7]. В 1967 г. Чренко с соавторами

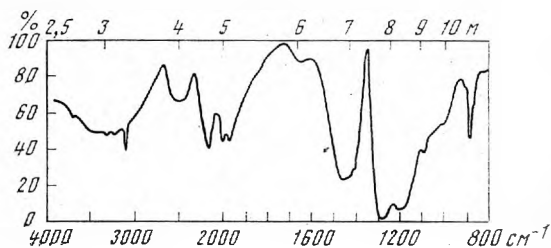


Рис. 3. Спектр поглощения в ИК-области, снятый с центральной части пластины, изображенной на рис. 1. Снимок сделан на двулучевом спектрофотометре РЕ-325

описали спектры поглощения в ИК-области, снятые ими с трех зон алмаза с оболочкой. Ими отмечено, что в спектре поглощения зоны, представляющей собой мутную оболочку, в которой находились микроскопические включения, наблюдались полосы 1430 см⁻¹ и 880 см⁻¹, которые были приписаны включениям карбонатов, и полосы 3400 см⁻¹ и 1640 см⁻¹, обусловленные присутствием в составе включений воды. Спектр поглощения исследованного нами кристалла из месторождения Удачная аналогичен спектру, полученному Чренко и др. с алмаза из Конго. Имеются весьма веские основания сделать вывод, что в центральных зонах кристалла из трубки Удачная находятся включения карбонатов.

Аналогичные спектры поглощения были получены с целого ряда пластин, вырезанных из кристаллов алмаза кубической формы с этого же месторождения, имеющих такую же морфологию, как и вышеописанный, детально исследованный кристалл.

Анализируя полученные данные и ранее известные сведения, опубликованные в литературе относительно свойств кристаллов алмаза, имеющих волокнистое строение, можно сделать следующие общие выводы.

1. Кроме обычного, нормального роста, октаэдрическими гранями кристаллы алмаза развиваются путем волокнистого роста. В одних случаях волокнистый рост начинается на гранях нормально выросшего октаэдрического кристалла, который является ядром, вокруг которого развивается волокнистая оболочка. Таким образом, возникают хорошо известные, так называемые алмазы с оболочкой (coated diamonds). По мере развития волокнистой оболочки октаэдрическая форма трансформируется в кубическую [8]. В других случаях центральное кристаллическое ядро имеет микроскопические размеры. Волокнистый рост начинается от этого ядра как из центра. На промежуточных стадиях кристалл имеет форму сферических кубоидов, конечной формой роста является куб. Если условия роста на отдельных стадиях роста изменяются и происходит неравномерный захват включений или изменение их состава, то промежуточные формы кристалла хорошо видны в их разрезах в связи с четкой зональностью. Однако видимая зональность по кубу, образованная очертаниями промежуточных форм роста, не отражает истинного волокнистого характера развития кристалла.

морфизма (гнейсов, мигматитов, автохтонных анатектических гранитоидов и т. п.), слагающих обрамление грабена и значительную часть всего региона. По данным К. И. Розанова и С. Н. Вороновского (ИМГРЭ), радиологический возраст этих пегматитов и вмещающих их пород архейского основания, выполненный К — Аг-методом по биотитам, мусковитам, амфиболам и полевым шпатам, датируется соответственно в 2000—2300 и 2700—3000 млн. лет.

Пегматиты тяготеют к зонам сочленения разломов северо-западного и субширотного простирания и контролируются системами трещин, образовавшихся в последующие этапы тектоно-магматической активизации, которые и были, вероятно, использованы пегматитовым расплавом-раствором как подводящие каналы. Пегматиты дискордантно залегают в гранат-ставролитовых, слюдистых и биотит-амфиболовых сланцах, в измененных рассланцованных амфиболитах, ультрабазитах и гранодиоритах, образуя при этом тела сложной морфологии. В общем виде — это чаще полого залегающие плитообразные, линзовидные и грибоподобные тела; значительно реже их залегание более крутое (до 20—30°). В зависимости от состава и физико-механических свойств вмещающих пород морфология пегматитовых тел резко изменяется. В гранодиоритах это обычно слабо дифференцированные, выдержанные по морфологии жилы. При переходе в породы основного и ультраосновного состава пегматитовые тела увеличиваются по мощности, образуя хорошо дифференцированные сложно-зональные жилы с раздувами, которые с переходом в сланцы расщепляются и быстро выклиниваются. Серия жил, слагающих пегматитовое поле, представлена главным образом двумя типами, причем их дифференциация и зональность не всегда четко выражены, а зоны имеют постепенные переходы.

Для пегматитов альбитового типа [17] характерны жильные и линзовидные формы и развитие следующих зон (от зальбандов к центру): апографическая кварц-альбит-микроклиновая, сахаровидного альбита и пластинчатого клевеландита, кварц-сподумен-альбитовая, чешуйчатого мусковита, блокового микроклина и блокового кварца. В переменных количествах мусковит присутствует во всех зонах. Пегматиты натро-литиевого [19] или альбит-сподуменового [17] типа представлены в пределах поля значительно шире и характеризуются крупными пологозалегающими линзо- и плитообразными телами с раздувами и апофизами. Для этих пегматитов характерно развитие следующих зон: мелкозернистой кварц-альбитовой, кварц-альбит-сподуменовой и кварц-сподуменовой (обе с переменным количеством мусковита), блоковой микроклина и кварца. Этот тип пегматитов в пределах поля пользуется преимущественным развитием (>60%).

Становление пегматитов сопровождается широким развитием явлений замещения (метасоматические альбитизация, грейзенизация и т. п.) и интенсивным выносом в породы экзоконтакта калия, редких щелочей, глинозема, кремнезема, элементов-минерализаторов, редких, малых и других металлов, благодаря чему во вмещающих породах образуются широкие эндогенные геохимические ореолы этих элементов, а в экзоконтактах пегматитов образуются зоны биотит-флогопитовых слюдитов, кварц-турмалиновых и холмквиститовых пород. Следует отметить, что наибольшие мощности слюдитов (до 2—4 м) характерны для контактов с ультрабазитами, в то время как более интенсивные проявления турмалинизации (до 0,5—1,5 м) и холмквистизации (до 2—8 м) тяготеют к контактам пегматитов с сланцевой толщей и гранодиоритами.

На рис. 1 приведен схематизированный разрез через жилу пегматита и контакт с вмещающими породами, отражающий специфические геохимические особенности минералообразования в пегматитах и их экзоконтактах, из которых были выделены и исследованы все описываемые разновидности турмалинов (табл. 1—3, рис. 2, 3).

Fe, Mg, Ca, Ti, Cr, V... \xrightarrow{P} Al, Si, Na, K, B, F, Li, Cs, Be...

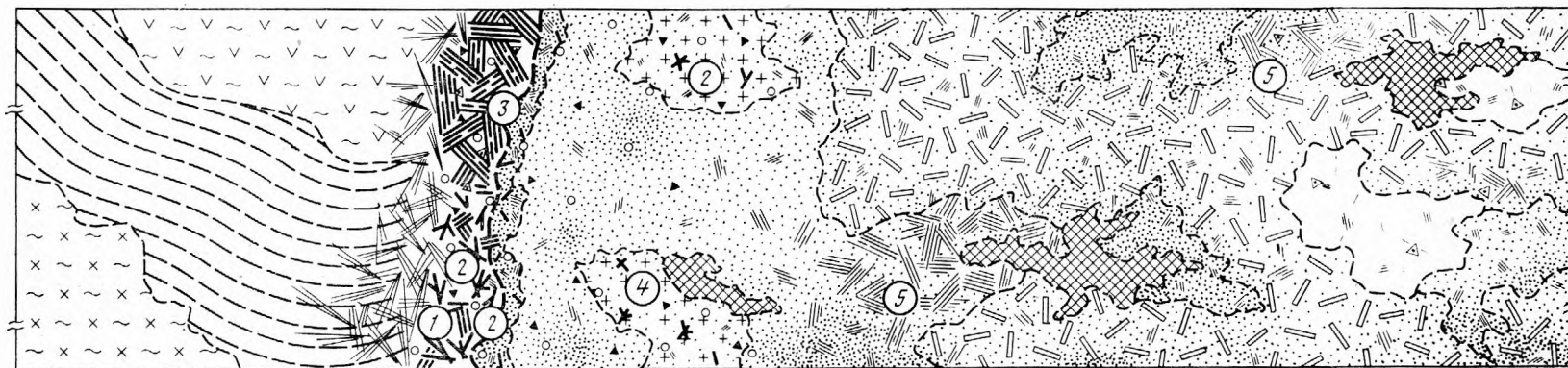


Рис. 1. Принципиальный разрез через жилу пегматита и контакт с вмещающими породами

1 — метаультрабазиты и амфиболиты, расслапцованные и метаморфизованные; 2 — гранат-ставролитовые, двуслюдяные, амфиболовые, биотит-амфиболовые и другие сланцы; 3 — гранодиориты и мигматиты; 4 — «реликтовые» зоны блочного микроклина и кварц-микроклинового состава; 5 — зоны блочного кварца и кварц в других зонах; 6 — кварц-сподуменовые и кварц-альбит-сподуменовые зоны с мусковитом; 7 — зоны мелкозернистого (а) и пластничатого (клевеландит) альбита с кварцем, мусковитом и аксессуориями (б); 8 — мусковит-альбитовые и кварц-альбит-мусковитовые (слюдитовые) зоны, мусковит, лепидолит и др.; 9 — флогопит-биотитовая зона экзоконтактовых изменений (слюдиты) с турмалином и другими аксессуориями; 10 — зона холмквистизации и турмалинизации вмещающих пород; 11 — гранат, берилл, апатит и другие аксессуории. Цифры в кружках соответствуют местам отбора образцов турмалина и анализам табл. 2

Турмалины I и III (обр. 587 и 3-к) были отобраны из кварц-турмалиновых пород экзоконтактной зоны пегматита, где они были обнаружены в тесной ассоциации с кварцем, биотитом, апатитом, гранатом и другими минералами. Минерал представлен отдельными кристаллами и сростками черного и темного бутыльно-зеленого цветов, размер их достигает несколько см. Под микроскопом цвет минерала чаще бурый, иногда бутыльно-зеленый.

Таблица 1
Физические свойства турмалинов

Параметр	I	II	III	IV	V
	Темно-бурый, бутыльно-зеленый	Бурый, бутыльно-зеленый	Бурый, зеленый	Бурый, бутыльно-зеленый, сине-черный	Светло- и ярко-зеленый, иногда голубоватый
Удельный вес	3,09	3,10	—	3,12	3,07
$N_0 \pm 0,002$	1,634 \pm 1,639	1,642 \pm 1,646	1,645	1,640 \pm 1,649	1,635 \pm 1,638
$N_e \pm 0,002$	1,614 \pm 1,626	1,620 \pm 1,626	1,622	1,622 \pm 1,628	1,616 \pm 1,618
$N_0 - N_e$	0,013 \pm 0,022	0,020 \pm 0,022	0,023	0,018 \pm 0,023	0,019 \pm 0,021
Плеохроизм	N_0 Буро-зеленый, темно-зеленый до черного	Темно-зеленый до черного, бурый	Темно-зеленый	Бурый, черно-зеленый, сине-вато-зеленый	Светло-желтый
	N_e Буро-серый, желто-зеленый	Серый, желто-зеленый	Желтый, серый	Светлый, желтый, зеленый, голубоватый	Нет (прозрачный)
$a(A) \pm 6 \cdot 10^{-3}$	15,959	15,962	15,964	15,957	15,877
$c(A) \pm 6 \cdot 10^{-3}$	7,187	7,190	7,1963	7,162	7,1123
c/a	0,4530	0,4504	0,4507	0,4488	0,44796

Турмалин II (обр. Т-74/кб) встречается в экзоконтактных и в эндоконтактных альбитовых зонах пегматитов в ассоциации с альбитом, кварцем, апатитом, гранатом, биотитом и мусковитом. Он образует отдельные кристаллы и сростки черного и темных бутыльно-зеленого и бурого цветов. Под микроскопом среди этих разностей турмалинов в одном и том же осколке минерала можно наблюдать разноокрашенные зоны: чередование участков бутыльно-зеленого, бурого и синего цветов. Следует отметить, что показатели преломления зеленых и бурых разностей меньше (1,628 и 1,639), чем синих (1,632 и 1,646).

Турмалин IV (обр. 3-с) был обнаружен в приконтактных альбитовых и микроклин-альбитовых зонах в парагенезисе с альбитом, клевеландитом, кварцем, мусковитом, апатитом и микроклином, где он образует отдельные кристаллы, а также сноповидные и сферические («солнца») сростки черного цвета. Под микроскопом цвет минерала темный бутыльно-зеленый и синий.

Турмалин V (обр. Т-71/кб) встречен во внутренних зонах альбит-сподуменовых пегматитов в тесной ассоциации с лепидолитом, мусковитом, альбитом и другими минералами. Минерал представлен прозрачными светло-зелеными (значительно реже синими — индиголит?) разностями различных оттенков, относимыми к верделиту. Для этих турмалинов в первую очередь характерны высокие содержания Li_2O , MnO и Al_2O_3 , отличающие их от всех других изученных разностей минералов (табл. 2).

Длиннопризматические кристаллы турмалинов представлены призмами (10 $\bar{1}0$) и (11 $\bar{2}0$) и пирамидами (1011) и (022 $\bar{1}$), оптически одноосны (—). Рентгеноструктурный анализ и расчет параметров выполнен Д. Г. Угрюмовым (ИМГРЭ). Параметры кристаллической решетки исследованных образцов турмалинов определялись методом порошка на дифрактометре УРС-50-ИМ со сцинтилляционным счетчиком (излучение

Fe, K_a, Мп-фильтр, просчет по точкам с интервалом 2'). Для расчета параметров измерялись межплоскостные расстояния рефлексов двух линий — (2132) и (5051) турмалинов, а также линий 200 NaCl (ч. д. а.) — внутренний стандарт, (—) HCl = 20,09°.

При исследовании состава описываемых образцов турмалинов закисное (Fe²⁺) и окисное (Fe³⁺) железо определялось по методу А. В. Шеина, показатели преломления минералов определялись методом кольцевого экранирования Ю. А. Черкасова [15]. Результаты оптико-минералогического и рентгеноструктурного изучения минералов представлены в табл. 1 и 3 и на рис. 2.

Составы исследованных турмалинов (табл. 2) достаточно удовлетворительно пересчитываются на эмпирические кристаллохимические формулы (на 19 катионов):

I. (Na _{0,23} Ca _{0,27} K _{0,03}) _{0,53}	(Mg _{2,47} Fe ²⁺ _{0,32} Fe ³⁺ _{0,28} Ti _{0,03} Mn _{0,02} Cr _{0,02} Li _{0,01} Al _{0,22}) _{3,37} Al _{6,04} B _{3,08} Si _{5,88} (O _{28,19} OH _{2,64} F _{0,17}) _{31,00}
II. (Na _{0,82} K _{0,04} Ca _{0,33}) _{0,99}	(Mg _{1,98} Fe ²⁺ _{0,58} Fe ³⁺ _{0,36} Ti _{0,06} Mn _{0,01}) _{2,99} Al _{5,87} B _{2,93} Si _{6,21} (O _{28,06} OH _{2,79} F _{0,15}) _{31,00}
III. (Na _{0,60} K _{0,05} Ca _{0,24}) _{0,89}	(Mg _{1,89} Fe ²⁺ _{0,59} Fe ³⁺ _{0,30} Ti _{0,11} Li _{0,02} Al _{0,19}) _{3,10} Al _{5,85} B _{3,04} Si _{6,11} (O _{28,19} OH _{2,65} F _{0,22}) _{31,00}
IV. (Na _{0,60} K _{0,05} Ca _{0,02}) _{0,67}	(Fe ²⁺ _{0,02} Fe ³⁺ _{0,59} Mg _{0,76} Ti _{0,04} Mn _{0,02} Li _{0,01} Al _{0,99}) _{3,33} Al _{6,00} B _{2,96} Si _{6,05} (O _{29,01} OH _{1,89} F _{0,10}) _{31,00}
V. (Na _{0,45} K _{0,06} Ca _{0,11} Mn _{0,20}) _{0,82}	(Li _{0,96} Al _{1,89} Fe ²⁺ _{0,13} Fe ³⁺ _{0,10} Mg _{0,10}) _{3,18} Al _{6,00} B _{3,04} Si _{2,96} (O _{28,48} OH _{2,21} F _{0,31}) _{31,00}

При расчете формул турмалинов из анализов I и II исключены фосфор и кальций, равные соответствующему количеству неотделимой примеси апатита (I — Ca_{0,10}P_{0,05} и II — Ca_{0,02} и P_{0,01}).

В большинстве приводимых анализов обращает на себя внимание дефицит группы X — (Na, K, Ca...)⁺ < 1 и избыток группы Y — (Mg, Fe...)²⁺:³⁺ > 3, причем во всех случаях дефицит одновалентного Na частично компенсируется двухвалентным Ca по схеме 2Na⁺ ⇌ Ca²⁺. Некоторый недостаток катионов группы X и избыток катионов группы Y обусловлены локализацией пегматитов в породах со значительными концентрациями Mg, Fe, Ca, Cr, V, P.

Как известно, наиболее широкие вариации состава турмалинов обычно отмечаются в октаэдрических структурных позициях между катионами группы Y — Fe²⁺, Fe³⁺, Mg²⁺, Li⁺, Al³⁺. Ниже на схеме в общем виде представлен изоморфизм турмалинов ряда дравит — шерл (анализы I—IV) и шерл — эльбаит (анализы IV—V). Как видно на схеме, в турмалинах ряда дравит — шерл основной изоморфизм связан, главным образом, с гетеровалентным изоморфизмом между катионами: Mg²⁺, Fe²⁺, Fe³⁺, Al³⁺. Анализы IV, V представляют ряд шерл — эльбаит, где изоморфизм связан в основном с заменой Mg²⁺, Fe²⁺, Fe³⁺ на Al³⁺+Li; Li⁺, Mn²⁺ по типу Mg²⁺+Fe²⁺ (меньше Fe³⁺) = Al³⁺+Li⁺ (меньше Mn²⁺):

Изменение в составе элементов в позициях X и Y исследованных турмалинов

	I	II	III	IV	V
Na ⁺	0,23	— 0,62	— 0,60	— 0,60	— 0,45
Ca ²⁺	0,27	— 0,33	— 0,24	— 0,02	— 0,11
Mg ²⁺	2,47	— 1,98	— 1,89	— 0,76	— 0,10
Fe ²⁺	0,32	— 0,58	— 0,59	— 0,92	— 0,13
Fe ³⁺	0,28	— 0,36	— 0,30	— 0,59	— 0,10
Al ³⁺	0,22	—	— 0,19	— 0,99	— 1,89
Li ⁺	0,01	—	+	— 0,02	— 0,01
Mn ²⁺	0,02	— 0,01	—	+	— 0,02

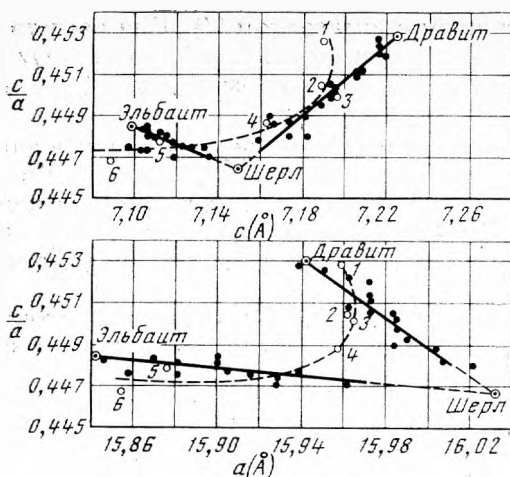


Рис. 2. Отношение осей турмалина и размеры элементарной ячейки кристаллов по Эппрехту [21] точки 1—5 по табл. 2, точка 6 по дебаграмме (табл. 3)

Таблица 2

Химический состав турмалинов из редкометалльных натро-литиевых пегматитов Украины

Оксид	Дравит		Fe-дравит		Fe-дравит		Шерл		Эльбацит-верделит	
	вес. %	атомн. кол-во	вес. %	атомн. кол-во	вес. %	атомн. кол-во	вес. %	атомн. кол-во	вес. %	атомн. кол-во
SiO ₂	35,57	0,5922	37,54	0,6250	37,29	0,6209	35,96	0,5987	37,41	0,6229
TiO ₂	0,26	0,0033	0,52	0,0065	0,88	0,0110	0,34	0,0043	0,05	0,0006
B ₂ O ₃	10,79	0,3101	10,27	0,2951	10,76	0,3092	10,18	0,2925	11,08	0,3184
Al ₂ O ₃	32,16	0,6310	30,12	0,5909	31,30	0,6141	35,29	0,6924	42,06	0,8252
Fe ₂ O ₃	2,25	0,0282	2,87	0,0359	2,41	0,0302	4,63	0,0580	0,81	0,0101
FeO	2,34	0,0326	4,21	0,0586	4,31	0,0600	6,54	0,0910	0,96	0,0134
MnO	0,14	0,0020	0,05	0,0007	0,02	0,0003	0,13	0,0018	1,52	0,0214
MgO	10,05	0,2493	8,02	0,1989	7,76	0,1925	3,04	0,0754	0,41	0,0102
CaO	2,11	0,0376	1,96	0,0349	1,35	0,0241	0,11	0,0020	0,63	0,0112
Na ₂ O	0,72	0,0232	1,93	0,0623	1,89	0,0610	1,84	0,0594	1,46	0,0471
K ₂ O	0,15	0,0032	0,21	0,0045	0,23	0,0049	0,25	0,0053	0,28	0,0059
Li ₂ O	0,015	0,0010	0,0046	0,0003	0,038	0,0025	0,009	0,0007	1,50	0,1004
Rb ₂ O	Не обн.		Не обн.		0,025	0,0003	0,05	0,0005	0,001	—
Cs ₂ O	»		0,004		Не обн.		0,008	—	0,013	—
H ₂ O ⁻	0,12	0,2856	0,10	0,2522	0,10	0,1644	0,07	0,1822	0,04	0,1733
H ₂ O ⁺	2,45		2,17		1,38		1,57		1,52	
F	0,32	0,0168	0,28	0,0147	0,42	0,0221	0,18	0,0095	0,62	0,0326
Сумма*	99,99		100,36		100,16		100,14		100,36	
Δ F (—O=F ₂)	0,12		0,11		0,20		0,08		0,26	
Сумма	99,87		100,25		99,96		100,06		100,10	

Примечание. I—Cr₂O₃—0,18 (0,0024), P₂O₅—0,36 (0,0051); II—P₂O₅—0,11 (0,0015). Аналитик Г. Е. Черепивская.

Такая эволюция состава турмалинов достаточно наглядно отражает изменения химических условий их формирования в ходе пегматитового процесса. Вмещающие породы основного состава насыщены Mg, Fe, Ca, Sr и т. п., поэтому вполне закономерным является образование в них дравита и шерлодравита с существенным содержанием Ca. Шерл характерен для зоны контакта, обогащенной железом, которое и ассимилируется турмалином. Параметры элементарных ячеек турмалинов находятся в соответствии с их химическим составом, как это видно при нанесении значений параметров на схему (рис. 2), предложенную Эппрехтом [21].

Н. В. Владыкиным с соавторами [5] предложена диаграмма разделения турмалинов по ведущим элементам группы Y, характеризующих главные разновидности турмалинов — дравита, шерла и эльбаита. Нанесенные на диаграмму составы исследованных нами турмалинов (рис. 3) подтверждают их принадлежность соответственно к дравиту [1], Fe-дравиту (шерлодравиту — II, III), шерлу (IV) и эльбаиту (верделиту — V).

Таблица 3

Межплоскостные расстояния украинского и эталонных турмалинов

Украина, обр. V		Михеев [13]			Украина, обр. V		Михеев [13]				
Эльбаит—верделит		Турмалин		Li-турмалин	Эльбаит—верделит		Турмалин		Li-турмалин		
2	6,2961	8	6,5	2	6,30	8	2,5609	10	2,59	10	2,552
1	4,9285	2	4,6	3	4,93	2ш	2,36539	4	2,39	6	2,356
5	4,1843	6	4,29	6	4,173	1	2,33134	4	2,35	6	2,320
6	3,9670	7	3,99	7	3,951	2	2,10129	4	2,12	7	2,098
9	3,4359	8	3,48	6	3,435	5	2,02676	6	2,05	9	2,022
2	3,3533	4	3,29	6	3,336	2	1,90568	6	1,93	8	1,900
10	2,9292	8	2,98	8	2,923						

Примечание. $a_{x_2}^- = 15,855$; $c_{x_2}^- = 7,084$; $c : a = 0,44679$.

Особенности формирования докембрийских редкометалльных пегматитов среди пород основного и ультраосновного состава способствовали образованию (в достаточно ограниченных временных и пространственных пределах) разнообразной турмалиновой минерализации, относящейся к двум изоморфным рядам: дравит — шерл и шерл — эльбаит. Имеющиеся данные позволяют авторам предположить, что отсутствие изоморфизма между группой дравита и эльбаита, на что неоднократно указывали многие исследователи¹, объясняется не только различием их внутреннего строения, но и особенностями условий образования этих минералов — геохимией среды минералообразования. В самом деле, если дравитовый ряд типоморфен только для магнезиально-железистых пород, а эльбаитовый ряд характерен исключительно для натро-литиевых пегматитов, то переходы между ними возможны только в специфических условиях взаимодействия этих образований. В приведенных выше примерах анализов турмалинов из одного пегматитового тела (в разрезе от зальбанда к центру) наглядно показана эволюция состава турмалинов дравит — шерл — эльбаит в пределах единой минералообразующей системы, где натро-литиевые пегматиты взаимодействуют с вмещающими магнезиально-железистыми породами основного состава.

Изучение турмалинов из редкометалльных пегматитов и их экзоконтактовых пород представляет не только научный, но и практический ин-

¹ На отсутствие изоморфизма между группой «дравита» и «эльбаита» указывали в работах ряд исследователей [19, 16, 1—3].

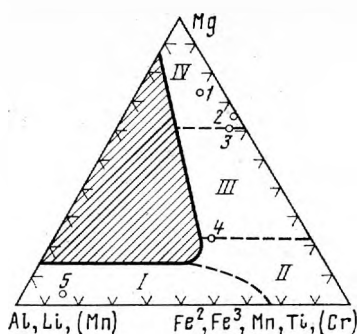


Рис. 3. Диаграмма разделения турмалинов по элементам группы Y по Н. В. Владыкину и другим [5] точки 1—5 соответствуют табл. 2

терес и наряду с другими факторами может быть успешно использовано, как поисковый критерий при геологоразведочных работах на редкометалльные виды сырья. Наличие турмалинов эльбаитового ряда вместе с лепидолитом свидетельствуют о возможном нахождении промышленных концентраций комплексного (цезий-литий-танталового) редкометалльно-оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барсанов Г. П., Яковлева М. Е. Турмалины группы дравита.— В кн.: Новые данные о минералах СССР, вып. 15, 1964.
2. Барсанов Г. П., Яковлева М. Е. Турмалины шерловой группы.— В кн.: Новые данные о минералах СССР, вып. 16, 1965.
3. Барсанов Г. П., Яковлева М. Е. Эльбаит и некоторые редкие разновидности турмалина.— В кн.: Новые данные о минералах СССР, вып. 17, 1966.
4. Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. «Наука», 1964.
5. Владыкин Н. В., Антипин В. С., Коваленко В. И. и др. Химический состав и генетические группы турмалинов из мезозойских гранитоидов Монголии.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, ч. CIV, вып. 4, 1975.
6. Власов К. А. Принципы классификации гранитных пегматитов и их тектурно-парагенетические ассоциации.— Изв. АН СССР, 1961, сер. геол., № 1.
7. Гинзбург А. И. О минералах — геохимических индикаторах и их значении при поисках руд редких металлов в пегматитах.— Докл. АН СССР, 1954, 98, № 2.
8. Гинзбург А. И. Минералого-геохимическая характеристика литиевых пегматитов.— Труды Минер. музея АН СССР, вып. 7, 1955.
9. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Д. Ж. Породообразующие минералы, т. I. «Мир», 1965.
10. Лавриненко Л. Ф. и др. Находка изумруда на Украине.— Минер. сб. Львовск. ун-та, 1971, № 25, вып. 1.
11. Лавриненко Л. Ф., Розанов К. И., Розенберг Д. Ш. Первая находка тапиолита на Украине.— Докл. АН СССР, 1971, 197, № 4.
12. Лавриненко Л. Ф., Розанов К. И. Пегматиты Украины.— В кн.: Поля редкометалльных пегматитов. «Наука», 1976.
13. Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолиздат, 1957.
14. Розанов К. И., Лавриненко Л. Ф., Джунь В. С. Редкометалльные пегматиты Украины.— В сб. «РЭСЭ», Изд. ИМГРЭ, вып. 2, 1971.
15. Сахарова М. С., Черкасов Ю. А. Иммерсионный метод минералогических исследований. Изд-во МГУ, 1970.
16. Сливко М. М. Химический состав и изоморфные замещения в турмалинах.— Минер. сб. Львовск. ун-та, 1962, № 16.
17. Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных пегматитов. «Наука», 1962.
18. Солодов Н. А. Научные основы перспективной оценки редкометалльных пегматитов. «Наука», 1971.
19. Ферман А. Е. Пегматиты. Избр. труды, т. VI, Изд-во АН СССР, 1960.
20. Brotzen E. Mineral association of granitic pegmatites.— Geol. fören. Stockholm, forhandl., 81, p. 231.
21. Epprecht W. Gitterkonstanten der Turmalin.— Schweiz. mineral. und petrogr. Mit., 33, S. 481.

ТРИКЛИННЫЙ ХИЛЬГАРДИТ. ОСОБЕННОСТИ ЕГО ЯЧЕЕК

Хильгардит возглавляет группу кальциево-стронциевых водных хлороборатов, к которой относятся также парахильгардит [9, 10], стронциохильгардит [3, 7], тыретскит [1] и кургантаит [5]. В описаниях эти минералы различаются составом Са, Sr, OH и Cl. Хильгардит, парахильгардит и тыретскит содержат Са и почти не содержат Sr, тогда как стронциохильгардит и кургантаит содержат, помимо Са, большое количество Sr. К тому же в кургантаите, согласно опубликованным анализам, хлор отсутствует [5]. Существующие химические формулы для всех пяти минералов нельзя назвать достоверными. Для хильгардита указана формула $\text{Ca}_2[\text{V}_5\text{O}_8(\text{OH})_2]\text{Cl}$ [4, 7], для стронциохильгардита — $(\text{Ca}_{1,08}\text{Sr}_{0,92})[\text{V}_5\text{O}_8(\text{OH})_2]\text{Cl}$ [8], для тыретскита — $3\text{CaO} \cdot 4\text{V}_2\text{O}_5 \cdot 2,5\text{H}_2\text{O}$ [2], $\text{Ca}_2[\text{V}_5\text{O}_8(\text{OH})_2]\text{OH}$ [8] и $\text{Ca}_2[\text{V}_5\text{O}_8(\text{OH})_2]\text{Cl}$ [6]. Все 5 минералов имеют незначительные различия в дебаеграммах и сходные показатели преломления [1, 2, 4, 5], что указывает на их близкое родство. Рентгенографическое исследование монокристалльных образцов обнаружило принадлежность большинства минералов к триклинной сингонии [2, 7]. Исключение составляет хильгардит, относящийся к моноклинной пространственной группе $C_s^4 = Cc$ [7]; для кургантаита сведений о ячейке нет.

Объектом нашего исследования были образцы хильгардита, полученные из Минералогического музея Ленинградского горного института, переданные музеем Е. И. Нефедовым. За предоставление этих образцов авторы выражают глубокую признательность Д. П. Григорьеву, В. Д. Коломенскому и В. А. Литвиненко. Определенный на рентгеновском микроанализаторе фирмы «Geol» химический состав образцов обнаружил в них большое содержание кальция, значительное — хлора и лишь следы стронция. Первоначальное исследование монокристалликов выполнено в камере РКОП; оно выявило не моноклинную, а триклинную элементарную ячейку. Прецизионное определение параметров исследуемого триклинного хильгардита проведено на автоматическом дифрактометре фирмы «Энраф-Нониус» САD-4F. Результаты измерений трех кристалликов и их средние значения собраны в табл. 1. Анализ полученных результатов говорит об их высокой надежности. Данные каждого столбца табл. 1 вычислены в результате точной автоматической регистрации 25 рентгеновских отражений с большими значениями углов θ (различных во всех трех случаях).

На стереографических проекциях (рис. 1а, б) изображены наиболее короткие расстояния в ячейке. Прежде всего следует отметить 5 кратчайших и близких между собой векторов, измеренных с точностью $\pm 0,002 \text{ \AA}$ (при средних отклонениях углов $\pm 0,04^\circ$): 6,302, 6,463, 6,501, 6,563 и 6,595 \AA . Мы выбрали в качестве основных векторов ячейки триклинного хильгардита 3 кратчайших некопланарных: $a=6,463$, $b=6,563$ и $c=6,302 \text{ \AA}$, $\alpha=61,63^\circ$, $\beta=118,77^\circ$, $\gamma=105,79^\circ$, $V=205,8 \text{ \AA}^3$ (табл. 1), однако можно выбрать еще 7 ячеек того же объема, основанных на пятерке вышперечисленных векторов. Они образуют 2 четверки весьма близких между собой ячеек; все они описаны и собраны в табл. 2

Таблица 1
 Результаты исследования ячеек трех кристаллов триклинного хильгардита
 на автоматическом дифрактометре САД-4F

№ осей	Индексы осей в P-ячейке	Названия осей	Численные значения параметров для трех кристаллов			Среднее
			I	II	III	
1	[100]	<i>a</i>	6,460 Å	6,464 Å	6,464 Å	6,463 Å
2	[010]	<i>b</i>	6,563	6,564	6,563	6,563
3	[001]	<i>c</i>	6,299	6,303	6,303	6,302
		α	61,69°	61,62°	61,59°	61,63°
		β	118,68°	118,79°	118,85°	118,77°
		γ	105,78°	105,80°	105,80°	105,79°
		<i>V</i>	205,92 Å ³	205,89 Å ³	205,69 Å ³	205,84 Å ³
4	[101]		6,505 Å	6,502 Å	6,496 Å	6,501 Å
5	[011]		6,601	6,594	6,591	6,595
6	[110]	<i>a'</i>	7,853	7,859	7,859	7,857
7	[111]	<i>b'</i>	8,324	8,314	8,307	8,315
		α'	89,39°	89,51°	89,57°	89,49°
		β'	89,92°	89,94°	89,97°	89,94°
		γ'	91,11°	91,11°	91,12°	91,11°
		<i>V'</i>	411,84 Å ³	411,79 Å ³	411,38 Å ³	411,67 Å ³
8	[201]	<i>a''</i>	11,332 Å	11,330 Å	11,323 Å	11,328 Å
9	[021]	<i>b''</i>	11,559	11,550	11,546	11,552
		α''	90,36°	90,31°	90,29°	90,32°
		β''	89,52°	89,60°	89,67°	89,60°
		γ''	93,36°	93,22°	93,18°	93,25°
		<i>V''</i>	823,69 Å ³	823,57 Å ³	822,76 Å ³	823,34 Å ³
10	[101]		10,976 Å	10,989 Å	10,992 Å	10,986 Å
11	[102]		11,058	11,056	11,048	11,054
12	[011]		11,044	11,053	11,053	11,050
13	[012]		11,108	11,106	11,102	11,105
14	[110]		10,386	10,391	10,390	10,389
15	[111]		10,074	10,080	10,077	10,077
16	[111]		10,067	10,070	10,071	10,069
17	[112]		10,492	10,476	10,465	10,478

Таблица 2
 Параметры восьмерки элементарных ячеек триклинного хильгардита с осями в пределах
 6,3—6,6 Å и объемом $V = 205,8 \text{ Å}^3$ (в установках с максимальным числом острых углов)

Вариант	Номер осей согласно табл. 1	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	α	β	γ
I	(1,2,3)	6,463 Å	6,563 Å	6,302 Å	61,63°	61,23°	74,21°
II	(1,5,3)	6,463	6,595	6,302	61,14	61,23	79,09
III	(4,2,3)	6,501	6,563	6,302	61,63	60,60	79,05
IV	(4,5,3)	6,501	6,595	6,302	61,14	60,60	73,74
V	(4,2,4)	6,501	6,563	6,463	74,21	121,83	79,05
VI	(4,5,4)	6,501	6,595	6,463	79,09	121,83	73,74
VII	(2,5,4)	6,563	6,595	6,463	79,09	74,21	122,78
VIII	(2,5,4)	6,563	6,595	6,501	73,74	79,05	122,78
Стронциохильгардит [6]		6,480	6,608	6,380	61,2	60,5	75,4
$V = 208,3 \text{ Å}^3$							
Тыретскит [2]		6,44	6,45	6,41	61,77	60,25	73,50
$V = 203,2 \text{ Å}^3$							

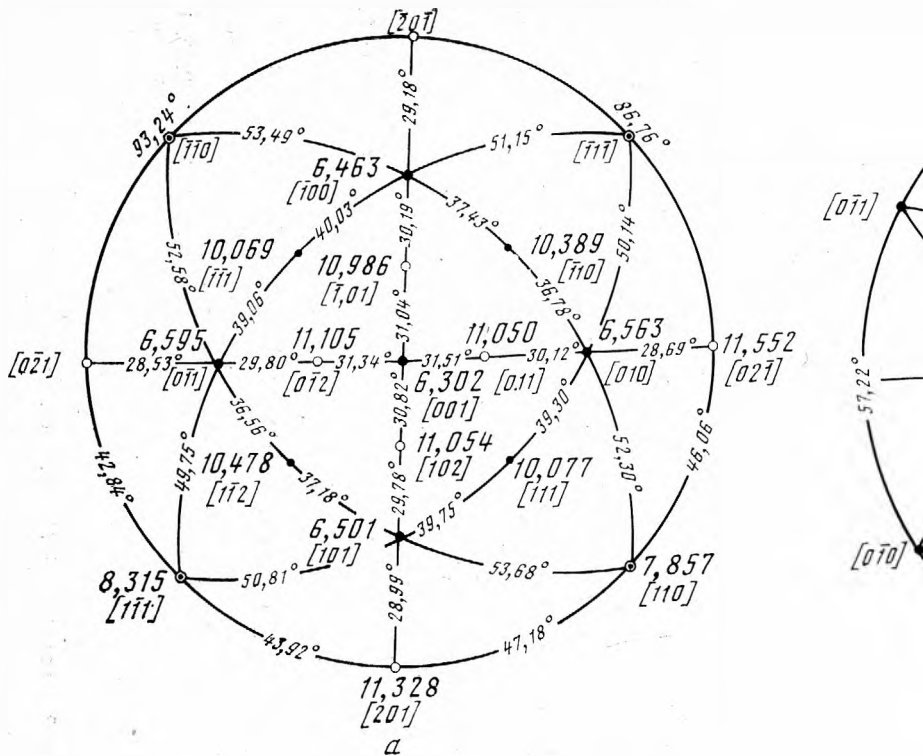
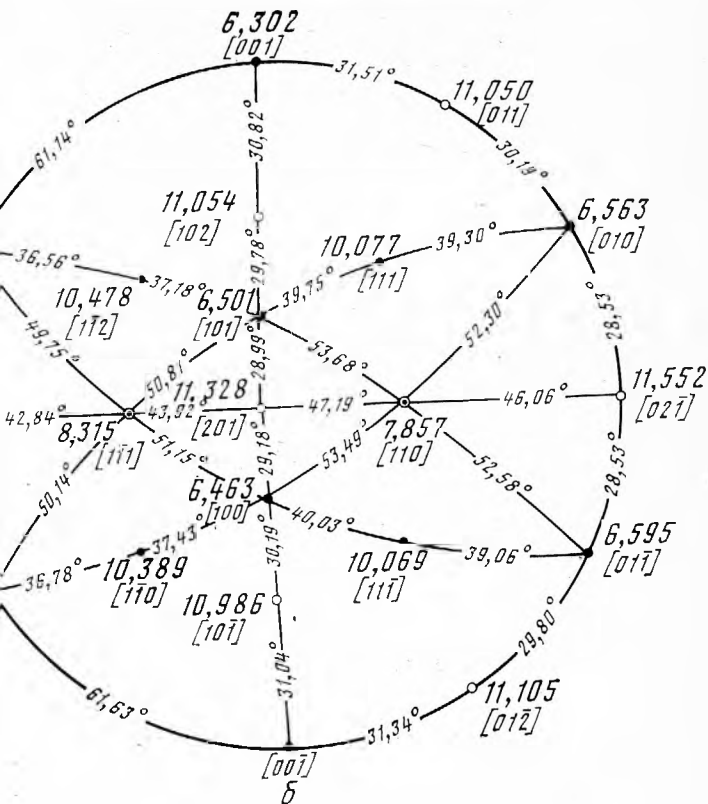


Рис. 1. Стереиграфическая проекция триклинного хильгардита

Длины основных векторов в Å (жирным шрифтом), углы между ними — в градусах



а — проекция вдоль $[001]$. б — проекция вдоль $[201]$

Таблица 3

Пять псевдоортогональных ячеек триклинного хильгардита объемом $V = 823,3\text{Å}^3$, близких к ячейке моноклинного хильгардита [7]

Вариант	Номера осей согласно табл. 1	Тип центрировки	a	b	c	α	β	γ
I	(8,9,3)	F-ячейка	11,328 Å	11,552 Å	6,302 Å	90,32°	89,60°	93,25°
II	(11,9,4)	$\left\{ \begin{array}{l} 1/2, 0, 1/2; \\ 1/4, 1/2, 1/4; \\ 3/4, 1/2, 3/4; \end{array} \right.$	11,054	11,552	6,463	92,69	87,95	91,94
III	(10,9,4)		10,986	11,552	6,501	92,99	88,36	91,38
IV	(13,8,2)		11,105	11,328	6,563	92,65	87,03	92,02
V	(12,8,5)		11,050	11,328	6,595	92,36	87,35	91,35
Моноклинный хильгардит [7] $V = 817,9\text{Å}^3$, B — ячейка			11,33	11,44	6,31	90	90	90

вместе с опубликованными данными для стронциохильгардита и тыретскита [2, 6]. Из табл. 2 видно, что без дифрактометра, обеспечивающего высокую точность измерений, одну установку легко можно принять за другую. Помимо этих восьми элементарных, в кристалле можно выбрать одну «уникальную» псевдоортогональную, объемцентрированную ячейку $a = 7,857$, $b = 8,315$, $c = 6,302$, $\alpha = 89,49^\circ$, $\beta = 89,94^\circ$, $\gamma = 91,11^\circ$, $V = 411,6 \text{Å}^3$ (табл. 1) и 5 псевдоортогональных ячеек четвертого объема, сходных по размерам с ячейкой моноклинного хильгардита (табл. 3).

Выводы

Проведенное исследование показало, что переданные нам из Минералогического музея Ленинградского горного института образцы хильгардита на самом деле являются его триклинной разновидностью, нигде подробно не описанной и, по всей видимости, изоморфной со стронциохильгардитом [7]. Параметры триклинного хильгардита при выборе границентрированной ячейки I (табл. 3) наиболее близки к размерам, опубликованным для моноклинного хильгардита. В кристалле существуют две четверки триклинных элементарных ячеек, весьма похожих одна на другую; этой необычной особенностью геометрии, возможно, и объясняется различие опубликованных параметров ячеек некоторых представителей группы хильгардита. Весьма вероятно, что триклинный хильгардит идентичен с тыретскитом, параметры которого ранее были измерены менее точно и в иной установке.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванов А. А., Яржемский Я. Я. Боропроявление в соленосной толще Лено-Ангарского бассейна.— Труды Всесоюз. НИИГалургии, 1964, вып. 29.
2. Кондратьева В. В. Рентгеновское исследование некоторых минералов группы хильгардита.— Рентгенография минерального сырья, 1965, № 4.
3. Кулигина В. М., Другов Г. М., Яржемский Я. Я. Данбурит и стронциохильгардит в нижнекембрийских соленосных отложениях Восточной Сибири.— Докл. АН СССР, 1966, 171, № 3.
4. Соколов П. Н. Преображенскит и хильгардит из кембрийских соленосных отложений Иркутского амфитеатра.— Геол. и геофиз., 1970, № 2.
5. Яржемский Я. Я. Кургантаит — новый боратовый минерал.— Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, 1952, № 6.
6. Кондратьева В. В. Рентгенометрический определитель боратов. Л., «Недра», 1969.
7. Braütsch O. 1Tc-Strontiohilgardit $(\text{Ca}, \text{Sr})_2 [\text{B}_5\text{O}_8(\text{OH})_2\text{Cl}]$ und seine Stellung in der Hilgarditgruppe $\text{X}_2[\text{B}_5\text{O}_8(\text{OH})_2\text{Cl}]$.— Beitr. Mineral. und Petrogr., 1959, 6, N 4.
8. Davies W. O., Machin M. P. Strontiohilgardite-1Tc and Tyretskite, a structural pair.— Amer. Mineralogist, 1968, 53, N. 11—12.
9. Hurlbut C. S., Taylor R. E. Hilgardite, a new mineral species from Choctaw Salt Dome, Louisiana.— Amer. Mineralogist, 1937, 22, p. 1052.
10. Hurlbut C. S. Parahilgardite, a new triclinic-pedial mineral.— Amer. Mineralogist, 1938, 23.

Е. Г. РЯБЕВА, Н. В. ДОБРОВОЛЬСКАЯ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СУММЫ СОДЕРЖАНИЙ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА В СФАЛЕРИТЕ ПО МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ

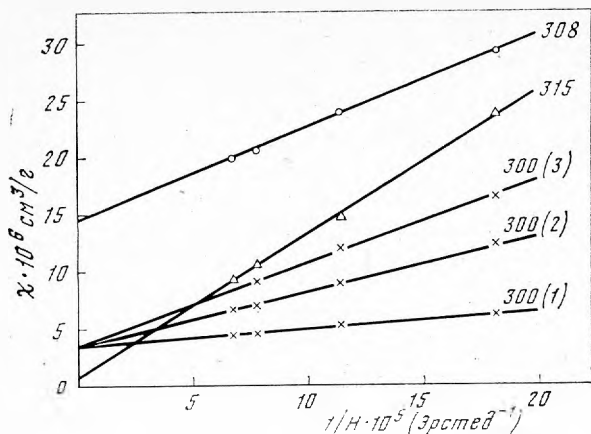
Зависимость измеренных значений магнитной восприимчивости сфалеритов от содержания в них железа впервые установлена Г. И. Кругляковой и А. А. Ясинской [1] на примерах ряда химически охарактеризованных образцов [8]. Это исследование проводилось при одной напряженности магнитного поля, в связи с чем авторы не смогли учесть влияние возможных примесей пирротина.

На магнитную восприимчивость влияют находящиеся в минерале элементы-магнитофоры, к которым в случае сфалерита относится не только железо, но и марганец, поэтому более правильно сопоставлять измеренные значения с суммарным содержанием железа и марганца.

Измерение удельной магнитной восприимчивости сфалеритов проводилось методом Фарадея на навесках от 10 до 100 мг при комнатной температуре в полях различной напряженности от 5,5 до 15 килоэрстед. Чувствительность метода 10^{-3} CGSE, точность относительных измерений величины магнитной восприимчивости составляет 1%.

Магнитные свойства сфалерита изучались на коллекции из 40 образцов из месторождений различных генетических типов. Измеренные значения колебались от $1,58 \cdot 10^{-6}$ см³/г до $464 \cdot 10^{-6}$ см³/г при содержании железа и марганца от 0,3 до 14,51 вес.%. Для большей части образцов χ находится в интервале от $4 \cdot 10^{-6}$ до $12 \cdot 10^{-6}$ см³/г, лишь один образец оказался диамагнитным ($\chi = -0,288$ см³/г). Для большей части образцов χ не зависит от напряженности магнитного поля, ее величина заметно возрастает с увеличением суммы содержаний железа и марганца. Выявлено, что включения минералов сильно влияют на магнитную восприимчивость. В сфалерите в качестве микровключений чаще всего присутствуют три минерала — пирротин, пирит и халькопирит, реже наблюдается станнин, более характерный для сфалеритов оловорудных месторождений.

Присутствие включений минералов, например пирротина, вызывает зависимость измеренных значений от напряженности магнитного поля, в этом случае для получения истинного значения магнитной восприимчивости вводится поправка [5]. При введении поправки исходили из того, что в области насыщения у сильномагнитных веществ с увеличением напряженности поля уменьшается магнитная восприимчивость (рисунок). Метод введения такой поправки состоит в многократном измерении χ в сильных магнитных полях различной напряженности — от 5,5 до 15 кЭ. В бесконечно больших полях путем экстраполяции прямой $\chi f(1/H)$ на ось χ определялось истинное значение магнитной восприимчивости, обусловленное только его парамагнетизмом (диамагнетизмом), так как χ парамагнетика (диамагнетика) является величиной постоянной и не зависит от напряженности поля, а ферромагнитная составляющая магнитной восприимчивости при данных условиях приблизится к нулю. В образцах 300 и 308 (см. рис.) большая часть железа входит в сфалерит изоморфно, истинное значение χ соответственно равно $3,5 \cdot 10^{-6}$ и $16,0 \cdot 10^{-6}$ см³/г, а завышенные эффективные значения — до $16,4 \cdot 10^{-6}$ для обр. 300 и $29,0 \cdot 10^{-6}$ для обр. 308 — обусловлены примесью магнитного минерала.



Графическое определение истинной магнитной восприимчивости сфалерита, содержащего микропримеси пирротина. Обр. 300, месторождение Тетюхе, обр. 308 — месторождение Савинское № 5, обр. 315 — месторождение Сардоб

В обр. 315 магнитная восприимчивость в основном определяется сильномагнитной примесью.

Приводимые на рисунке прямые 1, 2, 3 показывают зависимость χ от $1/H$ для трех навесок одного и того же обр. 300. Обнаруживается, что в каждой навеске содержится разное количество сильномагнитной примеси — чем ее больше, тем выше угол наклона прямой. Однако все три прямые при экстраполяции $1/H \rightarrow 0$ сходятся в одной точке, давая истинное значение χ минерала. Увеличение угла наклона обусловлено только сильномагнитной примесью, которой в третьей навеске значительно больше, чем в первой. В первой навеске содержание сильномагнитной примеси в расчете на ферримагнитный пирротин, у которого удельная намагниченность σ равна ≈ 50 гаусс/см³/г, в 1 г минерала составляет $2 \cdot 10^{-5}$ г. Такое количество примеси невозможно обнаружить при приготовлении мономинеральных фракций.

Присутствие в сфалерите тонкодисперсных включений пирита и халькопирита несколько увеличит абсолютное значение χ .

Для 17 образцов сфалеритов (таблица), изоморфное вхождение в которые элементов-примесей подтверждено комплексным исследованием, отсутствие пирита проверено по инфракрасным спектрам поглощения [6]. Возможное содержание железа за счет тончайшей эмульсии халькопирита вычислено по данным химического анализа [2]. Отсутствие пирротина проверено по независимости измеренных значений χ от напряженности магнитного поля, а изоморфизм железа и марганца подтвержден рентгенометрически [4]. Рассчитаны коэффициенты корреляции r измеренных значений магнитной восприимчивости и содержания железа $r_{\chi-Fe}$, а также суммы содержаний железа и марганца $r_{\chi-Fe+Mn}$. Характеристика образцов приведена в таблице. Расчет коэффициентов корреляции выполнен по методике П. А. Рыжова и В. М. Гудкова [3].

Коэффициент корреляции магнитной восприимчивости и содержания железа составляет 0,9770, а коэффициент корреляции магнитной восприимчивости и суммы содержаний железа и марганца составляет 0,9777. Небольшая разница в величинах коэффициентов корреляции показывает, что влияние марганца незначительное, что можно объяснить малыми его содержаниями (менее 1%) по сравнению с железом, содержание которого достигает 15%. При повышенных содержаниях марганца его влияние должно сказываться сильнее, так как магнитный момент иона Mn^{2+} больше магнитного момента иона Fe^{2+} (соответственно 5,92 и 4,90 мкВ).

Коэффициент корреляции χ и суммарного содержания $Fe+Mn$, вычисленный нами для изученных нами образцов, а также для образцов, изученных ранее А. А. Ясинской и ею совместно с Г. И. Кругляковой [1, 8] составляет $r_{\chi-Fe+Mn} = 0,98 \pm 0,01$. Связь между признаками надежна

Магнитная восприимчивость сфалеритов

Месторождение	Содержание, вес. %		Магнитная восприимчивость, см ³ /г · 10 ⁻⁶	Месторождение	Содержание, вес. %		Магнитная восприимчивость, см ³ /г · 10 ⁻⁶
	Fe	Mg			Fe	Mg	
Хапчеранга	14,24	0,27	17,4	Смирновское	3,82	0,10	5,40
Савинское № 5	13,94	0,31	12,7	Крушев Дол	3,48	0,52	5,08
Тетюхе	13,01	0,15	12,2	Ново-Ивановское	3,18	0,17	11,9
Трепча	10,94	0,41	11,3	Нагольный Кряж	2,66	Сл.	2,92
Бориева река	10,66	0,39	11,9	Шамлуг	1,90	0,01	2,89
Акатуй	9,17	0,36	10,4	Ново-Широкинское	1,51	0,03	2,07
Страшимир	8,17	0,67	8,64	Канджол	1,25	Сл.	2,72
Актюс	6,80	0,19	9,80	Хапунваара	1,20	0,03	1,58
Юдюрска река	6,46	0,52	7,80				

(значима), так как экспериментальный критерий значимости t_3 больше $t_{f,0,05}$ теоретического критерия при 5%-ном уровне значимости [7] $t_3 > = t_{f,0,05} = 2,84 > 2,03$ при числе степеней свободы $f = n - 2 = 34$.

Уравнение регрессии имеет вид

$$\chi_1 = 0,123 \cdot 10^{-6} + 1,015 \cdot 10^{-6} C_{\text{Fe+Mn}},$$

где $C_{\text{Fe+Mn}}$ — сумма содержаний железа и марганца. Суммарное содержание железа и марганца определяется по уравнению

$$C_{\text{Fe+Mn}} = 0,128 + 0,941 \cdot 10^6 \chi.$$

Квадратическая ошибка, допускаемая при применении этого уравнения, составляет

$$\sigma_{C_{\text{Fe+Mn}}} = \sigma \sqrt{1 - r^2} = 4,94 \sqrt{1 - 0,98^2} = \pm 0,988\%.$$

Таким образом, по предложенному уравнению по измеренной величине магнитной восприимчивости можно определить сумму содержаний железа и марганца в сфалерите с точностью до 1% без химического анализа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Круглякова Г. И., Ясинская А. А. О зависимости магнитной восприимчивости цинковых обманок от замещения в них цинка железом.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1953, № 3.
2. Пудовкина И. А., Рябева Е. Г., Аксенова Е. К., Дубакина Л. С. К вопросу о зависимости некоторых физических свойств сфалеритов от особенностей их химического состава.— Минеральное сырье, 1968, № 18.
3. Рыжов П. А., Гудков В. М. Применение математической статистики при разведке недр. «Недра», 1966.
4. Рябева Е. Г., Дубакина Л. С. К вопросу о влиянии примесей железа, марганца и кадмия на параметр решетки сфалерита.— Минеральное сырье, 1968, № 18.
5. Смелянская Г. А., Добровольская Н. В. О зависимости магнитных свойств касситеритов от их состава и условий образования.— В кн.: Новые данные о минералах СССР, вып. 20, 1971.
6. Солнцева Л. С., Рябева Е. Г. Инфракрасные спектры поглощения сфалеритов.— В кн.: Новые данные о минералах СССР, вып. 21, 1972.
7. Шарапов И. П. Применение математической статистики в геологии. «Недра», 1971.
8. Ясинская А. А. О зависимости главных физических свойств цинковых обманок от их химического состава.— Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 5, 1951.

О. Л. СВЕШНИКОВА

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ СУЛЬФОАНТИМОНИТОВ СВИНЦА И СЕРЕБРА В РАЗЛИЧНЫХ ТИПАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Среди сульфoантимонитов свинца и серебра, относимых к числу редких минералов, в настоящее время выделяют: фрейслебенит — AgPbSbS_3 , диафорит — $\text{Ag}_3\text{Pb}_2\text{Sb}_3\text{S}_8$, овихиит — $\text{Ag}_2\text{Pb}_5\text{Sb}_6\text{S}_{15}$, андорит $\text{AgPbSb}_3\text{S}_6$, рамдорит — $\text{Ag}_2\text{Pb}_3\text{Sb}_6\text{S}_{13}$ [1], физелиит — $\text{Ag}_2\text{Pb}_5\text{Sb}_8\text{S}_{13}$ и наказеит — $\text{Ag}_3\text{CuPb}_4\text{Sb}_6\text{S}_{12}$. Названные сульфосоли характерны для месторождений, относимых по классификации Шнейдерхёна к Ag-Pb-Zn и Sn-Ag формациям, некоторые из них иногда наблюдаются также в золото-сульфидных и антимонитовых жилах.

Различия в индивидуальных минеральных ассоциациях сульфoантимонитов Pb и Ag до сих пор в литературе практически не обсуждались. В ряде работ можно столкнуться с представлением о совместном образовании большинства из них. В качестве минералов, ассоциирующих с сульфoантимонитами Pb и Ag приводится широкий комплекс минералов полиметаллических и оловянно-серебряных месторождений, включающий как наиболее ранние — пирит, касситерит, так и наиболее поздние из них — пираргирит, аргенит.

Анализ литературных данных [2—20], а также собственные наблюдения свидетельствуют о том, что сульфoантимониты Pb и Ag занимают определенное место в процессе минералообразования и сопровождаются ограниченным кругом минералов, среди которых постоянными являются сульфoантимониты Pb, часты галенит, тетраэдрит и антимонит. При всем своеобразии минерального состава каждого из месторождений в отдельности в целом в большинстве из них наблюдаются общие черты в смене минеральных комплексов. Так в полиметаллических месторождениях по мере развития процесса галенит замещается сульфoантимонитами Pb, последние в свою очередь сменяются сульфoантимонитами Pb и Ag, за которыми следуют чисто серебряные сульфосоли (пираргирит, стефанит, полибазит) и, наконец, аргенит и самородное серебро.

Смена минеральных комплексов может быть как резкой, так и постепенной. При переходе от свинцовых к свинцово-серебряным сульфосолям обычно наблюдается период совместного выделения этих сульфосолей.

Таким образом: $\text{PbS} \xrightarrow{1} \text{Pb-Sb} \text{ — сульфосоли} \rightarrow \text{Pb-Ag-Sb-сульфосоли} \rightarrow \text{Ag-Sb-сульфосоли} \rightarrow \text{Ag}_2\text{S} \rightarrow \text{Ag}$.

Подобной схеме отвечает процесс минералообразования на Ag-Pb-Zn месторождениях Якутии, Забайкалья и Дальнего Востока, а также на месторождениях Пришибрам (ЧССР), Капник Хержа (РНР), Ривертри (Австралия). Для месторождений Фрейберг (ГДР) и Бая Сприе (РНР), отличающихся многоэтапностью и многостадийностью процесса минералообразования, намеченная схема несколько усложняется.

В оловянно-серебряных месторождениях, образовавшихся в результате наложения сурьмяно-свинцово-серебряной минерализации на пер-

¹ Здесь и далее стрелка показывает направление процесса.

воначально относительно простой состав рудных жил (кварц, пирит и касситерит) наблюдается иная последовательность в смене минеральных комплексов. К числу главных минералов в этом типе месторождений наряду с тремя выше названными относятся фрейбергит, сульфоантимониты Pb и андорит, выделение которых отвечает следующей схеме: фрейбергит→Ag-Pb-Sb-сульфосоли→Pb-Sb-сульфосоли→PbS.

Анализ возрастных взаимоотношений сульфоантимонитов свинца и серебра с другими минералами позволил выделить для них с различной степенью достоверности ряд минеральных ассоциаций (рассматриваемая нами ассоциация представляет собой сочетание минералов, образовавшихся в близких физико-химических условиях в результате одной или ряда связанных друг с другом химических реакций).

В месторождениях Ag-Pb-Zn формации:

- 1) галенит→диафорит→овихиитовая ассоциация (месторождения Якутии: Верхне-Менкеченское, Мангазейское и др.; Забайкалья: Усть-Теремки, Боровушка; Ривертри — Австралия);
- 2) галенит→буланжерит→диафоритовая (Пршибрам — ЧССР);
- 3) галенит→фрейеслебенит — диафоритовая (Фрейберг — ГДР, Бая Сприе—РНР, Иендельэнсина — Испания);
- 4) андорит→Pb-сульфоантимонит (джемсонит, семсейит)→антимонитовая (Бая Сприе, Бая Маре — РНР);
- 5) антимонит→Pb-сульфоантимонит (семсейит, джемсонит)→физелиитовая (Хержа — РНР);
- 6) джемсонит→андорит→овихиитовая (Мори, США);

В оловянно-серебряных месторождениях:

- 7) фрейбергит→андорит→Pb-сульфоантимонитовая (цинкениит, буланжерин, джемсонит, плагионит) (Оруро, Потоси — Боливия).

В золото-сульфидных месторождениях:

- 8) фрейбергит→андорит (наказеит)→антимонитовая (Накази, Япония).

В антимонитовых месторождениях:

- 9) андорит→физелиит→антимонитовая (Людвиг, ФРГ).

Общими для этих минеральных ассоциаций является то, что сульфоантимониты Pb и Ag с высоким отношением металлов к сурьме $RS : Sb_2S_3$, равным 2 и выше (фрейеслебенит, диафорит, овихиит), как правило, ассоциируют с галенитом. Сульфосоли с отношением металлов к сурьме $RS : Sb_2S_3$ меньше 2 (рамдорит, андорит, физелиит, наказеит) ассоциируют с антимонитом.

Неясными остаются взаимоотношения свинцово-серебряных сульфосолей с их постоянными спутниками — свинцовыми сульфосолями. Л. Н. Индолев [2, 3, 4] на примере изучения якутских сереброполиметаллических месторождений пришел к выводу о том, что в месторождениях, где развиты диафорит и овихиит, характеризующиеся высоким отношением катионов к сурьме ($RS : Sb_2S_3 \geq 2$), свинцовые сульфосоли также представлены минералами с высоким отношением свинца к сурьме. Это в первую очередь буланжерит ($PbS : Sb_2S_3 = 2,5$) и семсейит ($PbS : Sb_2S_3 = 2,25$). В этих месторождениях, по мнению Л. Н. Индолева, из серебряных сульфосолей не встречаются андорит и физелиит с отношением $RS : Sb_2S_3$ не более 1,5, а из свинцовых — цинкениит ($PbS : Sb_2S_3 = 1$) при достаточной редкости в них джемсонита ($PbS : Sb_2S_3 = 1,33$).

Обзор всех известных месторождений сульфоантимонитов свинца и серебра показал, что в них не наблюдается отмеченной Индолевым закономерности. Джемсонит и буланжерит в равной степени характерны

как для месторождений диафорита, фрейеслебенита и овихиита, так и для месторождений андорита и физелиита. В свою очередь цинкениит может встречаться с овихиитом и диафоритом (Усть-Теремки). Кроме того, в месторождении Хержа фрейеслебенит наблюдается в ассоциации с физелиитом, а в Мори — вместе с андоритом в течение одной стадии образуется овихиит (I генерация).

Вопреки представлению о совместном образовании большинства сульфоантимонитов свинца и серебра заметим, что месторождения, в рудах которых установлено больше двух минералов из этой группы, редки. Особняком стоит месторождение Мори (США), где широким развитием пользуются почти все известные сульфоантимониты Pb и Ag. Однако, по мнению Вильямса [19], лишь два из них — андорит и овихиит I — образовались путем кристаллизации в свободном пространстве. Все остальные сульфосоли являются ступенями в сложном процессе метасоматического преобразования андорита.

Поскольку реакционные явления при образовании серебро-свинцовых сульфосолей, по-видимому, имели место и в других месторождениях, хотя в несравненно меньших масштабах, чем в Мори, имеет смысл подробнее остановиться на последнем месторождении. Процесс метасоматического изменения андорита начинается с замещения его диафоритом (иногда фрейеслебенитом), а затем либо прямо овихиитом, либо физелиитом в качестве промежуточной ступени. Завершается процесс развитием галенита по овихииту, который, по мнению Вильямса, является последним минералом в системе Ag—Pb—Sb—S. Однако, на наш взгляд, последним в ряду сульфоантимонитов Pb и Ag следует считать не овихиит, а минерал состава $AgPb_3Sb_3S_8$, установленный Шенноном в рудах месторождения Мори в 1922 г. [17]. Вслед за Шенноном и вопреки мнению Вильямса, полагавшего, что Шеннон подверг химическому анализу смесь овихиита и галенита, мы склонны считать это соединение самостоятельным минеральным видом [20]. Тогда процесс изменения андорита в месторождении Мори схематически можно представить следующим образом:

Андорит $\begin{cases} \rightarrow \text{диафорит} \rightarrow \text{физелиит} \rightarrow \text{овихиит} \rightarrow \text{минерал Шеннона} \rightarrow \text{галенит.} \\ \rightarrow \text{фрейеслебенит} \end{cases}$

Этот ряд сульфоантимонитов Pb и Ag свидетельствует о том, что смена сульфосолей происходила в направлении увеличения их свинцовистости и связана с выносом Ag и Pb в течение всего процесса минералообразования.

Таким образом, проведенным исследованием установлено, что многие сульфоантимониты Pb и Ag встречаются обособленно друг от друга в индивидуальных минеральных ассоциациях и являются характерными минералами в месторождениях различных типов. Так, высокосвинцовистые сульфосоли ($RS : Sb_2S_3 \geq 2$) характерны, главным образом, для полиметаллических месторождений, в то время как в оловянно-серебряных, золото-сульфидных и антимонитных жилах распространены в основном высокосурьмянистые сульфосоли ($RS : Sb_2S_3 < 2$). Последние сульфосоли встречаются также и в полиметаллических месторождениях, но лишь в тех, в которых наблюдается антимонит. Если в полиметаллических месторождениях наряду с высокосвинцовистыми развиты и высокосурьмянистые сульфосоли, то эти две группы сульфосолей оказываются разобщенными во времени, будучи связаны с различными стадиями минерализации.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Свешникова О. Л., Бородаев Ю. С., Мозгова Н. Н.*—О неоднородности рамдорита.—Докл. АН СССР, 1971, 199, № 5.
2. *Индолев Л. Н.*—Первая находка диафорита в СССР.—Докл. АН СССР, 1962, 142, № 6.
3. *Индолев Л. Н.*—Овихнит из месторождений Южного Верхоянья.—Докл. АН СССР, 1966, № 6.
4. *Индолев Л. Н.* Серебро в сульфидных месторождениях северо-востока Якутии.—Геол. и геофиз., СО АН СССР, 1966, № 7.
5. *Тимофеевский Д. А.* Овихнит из руд месторождения Усть-Теремки.—Труды ЦНИГРИ, 1967, вып. 68.
6. *Тимофеевский Д. А.* О сульфоантимонитах свинца и серебра группы овихнита из месторождений Восточного Забайкалья.—Зап. Всесоюз. минер. о-ва, ч. 96, вып. 68, 1967.
7. *Тимофеевский Д. А.* О диафорите из Восточного Забайкалья.—Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, вып. 4, № 3, 1969.
8. *Кутина Я.* Свинцово-цинковые рудные жилы Пршибрамского рудного поля.—В кн.: Некоторые рудные месторождения Чешского массива. Прага, 1963.
9. *Ahlfeld F., Munos Reyes Y.* Mineralogie von Bolivien. Berlin, 1938.
10. *Ahlfeld F.* The silver and tin ore deposits of Colquechaka.—Neues Jahrb. Mineral., Geol., Paleontol., 1938, 74, N. 3.
11. *Akatsuka K.* On mineralogenesis appeared in the main Lodes of the Nakase Mine, Hyogo prefecture, Japan.—J. Sci. Hiroshima Univ., ser. C, 1961, p. 1.
12. *Chace F. M.* Tin-silver veins of Oruro, Bolivia. Pt. I, II.—Econ. Geol., 1948, 43, N 5—6.
13. *Krenner Y.* Andorit. ein neues ungarisches Silbererz.—Z. Kristallogr., 1894, 23.
14. *Lawrence L. J.* The mineral composition of the sulfide ores of the Drake and Rivertree mining fields, N. S. W.—Australas. Inst. Mining and Metallurg. Proc., 1962, 201.
15. *Manilici V.* Raport asupra sectorului minier Baia Sprie.—Arch. Com. Geol., Bucuresti, 1957.
16. *Manilici V.* Raport asupra sectorului minier Capnic.—Arh. Com. Geol, Bucuresti, 1959.
17. *Shannon V.* Notes on andorite-bearing silver ore from Nevada.—Natur. Mus. Proc., 1922, 60, 16, 1.
18. *Staples A. B., Warren H. V.* Minerals from the Highland—Bell Silver Mine Beaverdell, British Columbia.—Univ. Toronto Studies, Geol. ser., 1945, N 50.
19. *Williams S.* Complex silver ores from Morey, Nevada.—Canad. Mineralogist, 1968, 9.
20. *Свешникова О. Л.* Химический состав и классификация сульфоантимонитов свинца и серебра.—В кн.: Новые данные о минералах СССР, вып. 24, 1975.

Д. П. СЕРДЮЧЕНКО, В. Г. ФЕКЛИЧЕВ

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ТИТАНИТОВ МЕТАОСАДОЧНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Геологические наблюдения и минералогические исследования, произведенные многими геологами в архейских толщах Сибири, Украины и Белоруссии, в Финляндии, в северо-восточной части США и других районах мира, позволяют прийти к выводу, что титанит в осадочно-метаморфических комплексах является распространенным минералом, нередко приурочен к определенным стратифицированным литологическим горизонтам, имеет в разных районах и геологических провинциях свои минералого-химические особенности и играет в некоторых регионах роль надежного коррелятива.

Условия образования титанитов в осадочно-метаморфических толщах

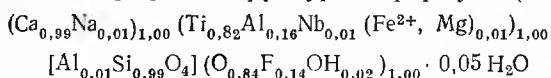
Так как титан в области биосферы начинает свой геохимический цикл при формировании на кристаллических породах кор выветривания в условиях теплого и влажного климата и необычайно интенсивного развития растительности, его элювиально-остаточные, делювиально-кластогенные и хемогенно-сорбционные концентрации в илах материковых и морских водоемов существенно дополняются и расширяются биогенными в результате свойственной титану высокой биофильности: физиологически накапливаемый растениями (особенно простейшими, в докембрии) титан, при их приповерхностном окислении и разложении, а особенно при метаморфизме (контактовом и региональном) выделяется из растительных углефицированных, графитизированных тканей и (в зависимости от геохимических и *P*, *T*-условий среды) входит изоморфно в состав различных силикатов или образует собственные минеральные фазы.

Поэтому содержание титанита в различных парасланцах и парагнейсах, а также в некоторых метаморфизованных известняках и доломитах нередко устойчиво. Он закономерно распределен среди породообразующих минералов в виде сходных с ними по величине зернышек, часто образующих согласные с общим напластованием прерывистые струйки и полоски, которые чередуются со слоями другого состава. Характерна его приуроченность главным образом к пироксенам и амфиболам (в том числе щелочным), к биотиту, графиту, магнетиту и титаномангнетиту. Все это отражает геохимические и генетические связи титанита с минеральными компонентами и органическим веществом материнских осадков и дает полное основание рассматривать здесь сфен как сингенетическое метаосадочное образование, не имеющее никакой связи с ювенильными процессами или магматическими источниками вещества. При этом титанит часто образовывался за счет Ti-содержащих глинистых, мергелистых или углисто-битуминозных прослоев (местами только, возможно, с некоторой примесью вулканогенного вещества), которые формировались за счет переотложения и дифференциации биогенно-осадочных комплексов более древних континентальных (железисто-глинозе-

мистых, песчаных и мергелистых) титансодержащих кор выветривания.

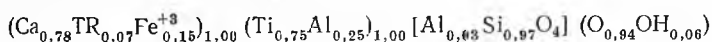
Таковы, например, четковидные цепочки и прерывистые струйки овальных зернышек светло-кремового титанита, согласные с напластованием вмещающих их тремолито-графито-кварцитовых пачек в протерозойской толще богатых силлиманитом, графитом, гранатом, местами турмалином и ортитом кварц-биотитовых сланцев, мраморов и кварцитов в приамурской части Малого Хингана [1] прямая генетическая и корреляционная связь между графитом и титанитом (и апатитом) устанавливается также в богатых углеродистым веществом слюдисто-гранато-графитно-кварцевых сланцах и гнейсах в зоне Санарского гранитного массива на Южном Урале [13] в графитисто-слюдистых рифейских сланцах Тимана и в других районах.

В глубоко метаморфизованных докембрийских известняках Паранена в Финляндии выделения гротита (с 4,44% Al_2O_3 и 1,40% F) приурочены в основном к метаморфизованным углеродисто-мергелистым прослойкам [35]; его структурная формула (анализ 8):



делает очевидным наличие в минерале сопряженного катионно-анионного изоморфизма $AlF \rightarrow TiO$.

В районе архейских пластовых магнетитовых месторождений Стерлинга и Адирондака на северо-востоке США (в штатах Нью-Йорк и Нью-Джерси) слоистые кварцево-олигоклазовые парагнейсы, нередко с биотитом, графитом и альмандином, иногда с пироксеном, многократно переслаиваются с пироксеновыми параамфиболитами и мраморами. В них на протяжении более 20 км по простиранию Юнг [37] проследил устойчивую примесь свежего титанита, который является руководящим минералом и может служить коррелятивом. Однако оптический характер минерала и его состав варьируют, что непосредственно связано с изменчивостью состава вмещающих пород: светопреломление сфена то обычно (N_g около 2,10; N_p около 1,91), то значительно снижено ($N_g = 1,943$; $N_p = 1,843$); в последних случаях титанит содержит много иттрия и Се-редких земель (3,58%) и глинозема (7,32%). Его структурная формула (анализ 10)



показывает сильно выраженный катионный изоморфизм $TR(Fe^{3+}, Al) - CaTi$ при небольшом количестве «летучих» и Al_{IV} .

В метаосадочных гнейсовых толщах Южной Якутии титанит, сингенетичный другим породообразующим минералам, почти всегда присутствует. Неправильные или ячеенообразные зернышки и хорошо ограниченные, нередко конвертовидные его кристаллики рассеяны в породе или образуют гнездовидные скопления; часто они вытянуты линейно вдоль сланцеватости и своими прерывистыми цепочками сопровождают главным образом темноцветные минеральные полоски, к которым вблизи рудных зон приурочены и зернистые выделения магнетита.

В частности, в скаполит-дионсидовых железных рудах Сивагли-Пионерской зоны в Южной Якутии зернистые скопления и цепочкообразные струйки титанита приурочены почти исключительно к пироксен-амфибол-магнетитовым слоям, представлявшим, очевидно, среди материнских вмещающих засоленных мергелей, магнизиально-железистые углеродисто-мергелистые прослойки [16, 17].

Высокоглиноземистый марганецсодержащий титанит (ан. 19), в котором, очевидно, недоопределено количество летучих (F и др.), а содержание Al_2O_3 немного преувеличено, приурочен к гондитовой метаосадочной

Составы и оптические свойства титанитов разного происхождения

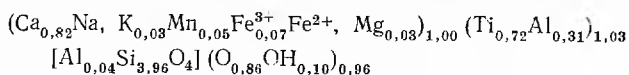
Комп- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22		
SiO ₂	31,71	29,59	30,44	29,75	30,35	30,59	30,07	30,32	28,60	29,85	30,32	30,36	29,43	30,88	30,59	29,32	29,95	30,57	29,94	29,40	30,50	30,41		
TiO ₂	40,10	36,18	39,66	34,46	35,44	35,16	29,22	33,70	33,44	30,65	35,63	30,73	31,28	37,23	33,51	35,26	38,02	37,84	30,20	35,30	39,20	34,29		
ZrO ₂	0,08	0,18	0,11	—	—	—	0,50	0,06	—	—	—	—	—	0,26	0,19	Сл.	0,18	0,13	—	—	—	0,24		
Nb ₂ O ₅	—	0,36	0,34	0,68	—	—	}0,55	0,69	0,15	—	—	—	—	0,00	0,93	—	}0,64	0,30	—	0,20	—	0,61		
Ta ₂ O ₅	—	0,02	0,01	0,04	—	—		0,03	—	—	—	—	—	—	0,00	0,00		—	0,01	—	—	—	—	0,07
V ₂ O ₃	0,00	0,08	0,10	—	—	—	—	0,09	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
TR ₂ O ₃ He опр.	3,88	0,37	4,25	1,06	—	—	2,42	0,30	0,85	3,58	0,88	0,66	4,01	0,20	1,89	4,51	—	0,15	—	3,00	3,26	3,50		
Al ₂ O ₃	0,27	0,40	0,00	2,00	2,15	3,53	4,54	4,44	4,29	7,32	3,32	6,57	6,76	0,48	2,86	1,02	0,98	0,84	9,20	2,60	0,88	0,88		
Fe ₂ O ₃	0,40	—	0,00	Нер	2,50	1,23	2,35	0,00	2,75	6,17	2,23	0,82	2,36	2,15	1,41	1,34	0,95	0,72	3,16	1,04	Нер	1,49		
FeO	0,18	2,06	0,14	2,38	—	0,36	1,00	0,20	1,40	Нер	0,10	—	0,51	0,24	0,69	1,05	0,25	0,02	0,56	0,87	1,40	1,20		
MnO	0,05	0,03	0,05	—	0,25	0,04	0,16	0,01	0,17	Нер	0,11	0,05	0,16	0,03	0,05	0,03	0,06	0,02	1,82	—	—	0,03		
MgO	0,00	0,15	0,00	—	0,10	0,11	0,03	0,16	1,00	Нер	0,52	0,19	0,34	0,25	0,00	0,36	0,17	0,15	0,30	0,16	0,35	0,40		
CaO	25,97	26,10	27,20	24,45	26,46	28,10	25,26	28,40	25,01	22,37	26,26	27,87	24,72	27,74	26,66	25,72	26,17	27,93	23,97	26,40	24,50	25,57		
SrO	0,00	—	0,32	0,35	—	—	1,34	0,05	0,01	—	—	—	—	0,01	0,43	—	0,73	0,05	—	0,10	—	0,04		
BaO	0,00	—	0,005	—	0,00	—	—	0,003	—	—	—	—	—	—	—	0,04	—	—	—	—	—	—		
Na ₂ O	0,83	}0,30	0,37	1,06	—	—	0,38	0,16	0,32	—	0,08	0,18	0,24	0,26	0,52	0,14	1,39	0,13	0,23	0,58	0,32	0,50		
K ₂ O	0,10		0,00	0,10	0,02	—	—	0,14	0,00	0,16	—	0,03	0,17	0,09	0,08	0,00	0,07	0,02	0,24	0,35	—	—	0,44	
F	0,00	He опр.	0,61	Нер	0,67	0,00	1,75	1,40	2,17	}0,32	He опр.	2,30	He опр.	0,35	0,20	—	0,36	0,16	He опр.	0,10	He опр.	0,27		
H ₂ O ⁺	0,30	»	0,56	0,60	0,93	}0,22	1,16	0,54	0,60		0,51	0,62	0,32	0,39	0,58	0,64	0,56	0,66	0,42	0,53	»	0,36		
H ₂ O ⁻	—	—	0,08	—	0,17		—	—	0,16	0,15	—	0,14	0,18	0,19	0,00	0,00	0,18	0,22	0,00	0,24	0,09	—	0,29	
Σ	99,99	99,38	100,26	100,12	100,38	99,34	100,87	100,71	101,07	100,26	100,13	101,22	100,32	100,55	100,52	99,74	100,65	99,92	100,29	100,37	100,41	100,34		
O=F ₂	—	—	0,26	—	0,28	—	0,74	0,59	0,91	—	—	0,97	—	0,15	0,08	—	0,15	0,06	—	0,04	—	0,11		
Сумма	99,99	99,38	100,00	100,12	100,10	99,34	100,13	100,12	100,16	100,26	100,13	100,25	100,32	100,40	100,44	99,74	100,50	99,86	100,29	100,33	100,41	100,23		
С учетом					ThO ₂					Cr ₂ O ₃					ThO ₂					PbO			PbO	-0,05
					-0,28					-0,02					-0,02					-0,01			-0,06	
													UO ₂											
													-0,14											

Таблица (окончание)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
<i>Np</i>	1,950	1,868	1,94	1,843	1,912	1,875	1,90	1,84	1,855	1,843	1,906	1,840	1,882	1,857	1,875	1,90	1,92	1,925	1,847
<i>Nm</i>		1,911		1,876						1,870	1,916		1,905	1,909	1,888			1,94	
<i>Ng</i>	2,092	2,071	2,095	2,011	2,08	1,992	1,99	1,975	1,951	1,943	2,040	1,925	2,012	2,060	2,003	2,04	2,09	2,13	>1,90
<i>Ng — Np</i>	0,142	0,203	0,15	0,168	0,17	0,117	0,09	0,13	0,096	0,100	0,134	0,085	0,130	0,203	0,128	0,14	0,17	0,205	
$2V^\circ (+)$	19	48	23	44	36		42	38	40	40	34		36	31		70	15,5	28	38

Примечание. 1. Лучистый сфен, Хибинский массив [3]. 2. Желто-зеленый сфен из скаполито-диопсидовой (метаэвалоритовой) породы, речка Эльконка, Якутия. Из колл. Д. А. Михайлова, обр. 452, аналитик В. С. Быкова. 3. Красно-бурый сфен из нефелинового сиенита, Кольский п-ов [35]. 4. Красно-бурый титанит из архейских пироксеновых микроклиноптеритовых мигматитов, Якутия [2]. 5. Сфен из песка, залив Уайнуи, Новая Зеландия [30]. 6. Темно-бурый сфен из автоскарнов в гнейсе, Амердлоп-Фьорд, Западная Гренландия [33]. 7. Темно-коричневый титанит из щелочного метаосадочного «гнейсо-гранита» с флюоритом и F-апатитом, Канозеро, Кольский п-в [2]. 8. Бурый гротит из метаморфизованного известняка, Паранен, Финляндия [35]. 9. Буро-коричневый титанит из гранодиоритов (ассимилировавших вмещающие парагнейсы), село Шнипка, Белоруссия [23]. 10. Кейльгаут из парагнейсов (гранито-гнейсов) района Стерлинг, Нью-Джерси, США [37]. 11. Сфен ранней генерации светло-желтый до светло-коричневого (неплеохроичный) из биотит-плагиоклазовых мигматитов Приднепровья [11]. Среднее из 3 близких анализов. 12. Метамиктный титанит из инфильтрованных пегматонными жилами парасланцев и парагнейсов с автоскарнами вблизи Дманиска в Западной Моравии (Чехословакия) [26]. 13. Коричневые (плеохроичные) крупные кристаллы сфена поздней генерации из микроклин-плагиоклазовых мигматитов на левобережье Днепра у хут. Ясеноватого [11]. 14. Желтовато-коричневый сфен из траппов Сибирской платформы [101]. 15. Бурый сфен из гранита, Борщовочный краж [5]. 16. Черный кейльгаут из гранитного пегматита, Эфиопия [32]. 17. Волокнистый сфен из пегматита, Хибинский щелочной массив [14]. 18. Бурый сфен из щелочных пород массива Африканда на Кольском п-ве [7]. 19. Марганцовистый гротит из гондитовой формации Мадхья Прадеш, Индия [34]. 20. Светло-коричневый титанит в смоляно-блестящих конвертовидных кристаллах из мелкозернистого диопсидо-скаполитового (метаэвалоритового) сланца; обр. С-19/53, р. Перичи, Алдан; аналитик В. А. Молева. 21. Сфен темно-бурый смоляно-блестящий, конвертовидный из крупнозернистого щелочного гранита, в диопсид-скаполит-роговообманковых гнейсах, обр. С-174/51, р. Тин, Алдан; аналитик В. А. Молева. 22. Коричнево-черный стекляно-блестящий сфен в округлых (до 5 см в длину) зернах из пегматонных гранитов Эмельджакского флогопитового месторождения, Якутия [4]; среднее из двух близких анализов Н. И. Забавниковой.

формации Мадхья Прадеш в Индии; он также генетически связан с метаэвапоритовыми, богатыми фосфором и щелочами метаморфизованными осадками: его хорошо образованные винно-красные кристаллы входят в один парагенезис с микроклин-кварц-олигоклаз-апатит-бланфордит-винчитовой ассоциацией [34]. Нами рассчитана его структурная формула (ан. 19), где очевидны замещения $Al(OH) \rightarrow TiO$:

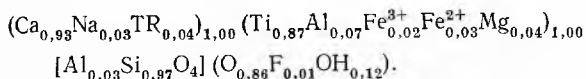


Все три титанита, сингенетические породообразующим минералам вмещающих осадочно-метаморфических пород, представляют собой пример первой генерации этого минерала.

Однако титанит содержат в своем составе не только изохимически метаморфизованные осадки, но и породы инъекционно-ассимиляционного и анатектически-палингенного происхождения, в состав которых (местами в значительном количестве) вовлечен глинистый, карбонатный, галогенный, органогенно-углеродистый материал, неравномерно обогащенный на отдельных участках титаном, редкими землями, фтором и другими компонентами.

Спорадическая концентрация относительно крупнокристаллического титанита уже второй генерации, в мигматитах, в некоторых щелочных породах, в магнезиально-кальциевых автоскарнах среди парагнейсовых толщ или в эндоконтактно-измененных серо-розовых массивных гранитах и гранодиоритах, а также в мелких и крупных пегматоидных жилах, инъецирующих и частично ассимилирующих указанные выше осадочно-метаморфические толщи, свидетельствует о собирательной перекристаллизации первичного титанита или об его генерации за счет перераспределения ультраметаморфически переработанного материала вмещающих пород. Часто при этом выделение титанита происходит уже в стадии поздней и постмагматических замещений; микроклинизация и мусковитизация плагиоклазов сопровождается освобождением Са; биотитизация роговой обманки, мусковитизация биотита, хлоритизация амфибола приводит к освобождению Тi; аксессуарные монацит и ортит, отчасти Са-силикаты и Са-алюмосиликаты материнских осадочных и метаморфических пород палингенно, ассимиляционно или динамо-пневмато-гидротермально перерабатываются и служат источником TR.

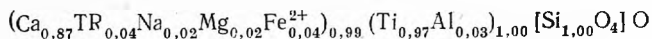
К этому типу относятся, например, идиоморфные аксессуарные титаниты из мусковитизированных биотитов в гранитах, которые прорывают на Южном Тимане углеродисто-титаноносные слюдисто-известковые рифейские сланцы, а также некоторые кейльгауиты из перекристаллизованных скаполит-диопсидовых сланцев на Алдане, нередко (р. Тин) содержащие сингенетичный ортит. В частности, такие скарнированные породы, расположенные вблизи лейкократовых гранитов и кальцифиров и нередко содержащие значительное количество карбонатов, по рекам Большой Саалах и Неричи образуют мощные (до нескольких метров) неправильной формы крупнозернистые скаполито-диопсидовые участки, содержащие коричневые или коричнево-красные конвертовидные кристаллы титанита до 1,0—1,5 см в длину. Минерал этот неравномерно рассеян в породе или образует значительные неправильно-линзовидные или гнездовидные концентрации с содержанием титанита до 25% по объему. Количество редких земель и глинозема повышено, летучих — мало; имеет место как катионный, так и катионно-анионный (сопряженный) изоморфизм, последний за счет R^{2+} и R^{3+} в группе Ti и Al_{IV} (табл., ан. 20):



Титаниты в породах такого состава (осложненного скарнированием, магматической инъекцией и ассимиляцией осадочно-метаморфического материала) наиболее часто химически необычны и отклоняются от своего типичного (идеального) состава повышенным содержанием глинозема (сдвиг в сторону гротита), редких земель (сдвиг в сторону кейльгауита) или фтора (сдвиг в сторону фтор-титанитов) [16, 17].

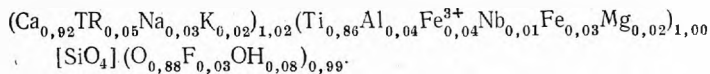
В Южной Якутии в эндоконтактных зонах поздних лейкократовых гранитов, вторгшихся и частично ассимилировавших архейские метасадочные породы (магнетитсодержащие гнейсы, биотито-графитовые с гранатом или с турмалином сланцы, амфибол-пироксен-скаполит-плаггиоклазовые с кварцем гнейсы, гастингсит-скаполит-ортитовые гнездышки и прослойки и др.), нередко встречаются прерывисто-полосчатые, частично резорбированные, а также пятнистые выделения диопсида, биотита, амфибола, титанита; последний обычно хорошо раскристаллизован, местами ассоциирует с апатитом или акцессорными монацитом, оранжитом, но ортит при этом почти совсем или полностью отсутствует. В частности, крупнокристаллические участки микроклин-пертитовых розовых гранитов из района магнетитового месторождения по р. Тин в зоне такого эндоконтакта содержат довольно много призмовидных, часто конвертовидных коричнево-черных кристаллов титанита длиной от нескольких до 20 и даже 30 мм; некоторые из них частично деформированы и резорбированы тонкомозаичным кварцевым агрегатом [22].

Его структурная формула (ан. 21)



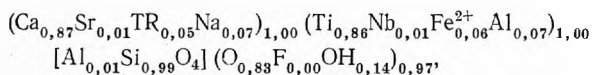
показывает при отсутствии Al_{IV} и летучих изовалентные и отчасти гетеровалентные катионные замещения в группе Ca, компенсирующиеся в группе Ti.

Подобный же минералогический и генетический характер имеют коричнево-черные титаниты из района флогопитового месторождения по руч. Эмельджак (вблизи впадения р. Тимптон в Алдан): в пегматоидных микроклин-пертитовых гранитах с кварцем, альбит-олигоклазом и Al-диопсидом (фассанитом) встречается неравномерно распределенный в породе титанит, в овально-округлых зернах, размеры которых соразмерны с общей зернистостью породы; в краевых частях массива, вблизи контактов с вмещающей осадочно-метаморфической толщей, количество сфена в результате ассимиляции стенок заметно возрастает — до 20% [4]. Формула минерала по его среднему составу (табл., ан. 22)



Здесь очевидно замещение $(\text{R}^{3+}, \text{R}^{2+}) (\text{OH}, \text{F}) \rightarrow \text{TiO}$.

В этом же районе красно-бурый стеклянно-блестящий титанит (второй генерации) в виде крупных уплощенно-округлых неправильных зерен находится в пироксеновом инъекционном микроклин-пертитовом мигматите (обр. 1005 из коллекции Л. В. Климова); в минерале — значительное количество глинозема и редких земель, но мало летучих (анализ 4)



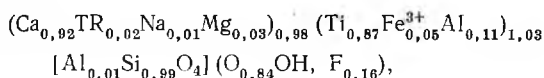
преобладает катионный эквивалентный изоморфизм $\text{NaTR} - \text{CaCa}$, $\text{NaNb} - \text{CaTi}$, но проявлены также сопряженные катионно-анионные замещения $\text{Fe}^{2+}\text{OH} \rightarrow \text{TiO}$, $\text{AlOH} \rightarrow \text{TiO}$ и $\text{AlOH} \rightarrow \text{SiO}$.

Титаниты, развитые в мигматитах среднего Преднепровья, обнаруживают ясные геохимические отличия для ранней и поздней их генерации [11]. Все они приурочены к инъецированным и метасоматически преобразованным метаосадочным породам с повышенным содержанием темноцветных минералов; в лейкократовых же слоях сфен почти совсем отсутствует. Вдоль амфиболовых или биотитовых прослоев обычны цепочечные выделения сфена, но особенно широко развит он за счет метасоматической перекристаллизации или разложения биотита, довольно часто замещает зерна титаномагнетита, но в свою очередь корродируется микроклином и кварцем и в связи с этим, очевидно, происходит его переотложение в сильно микроклинизированных гнейсах и мигматитах.

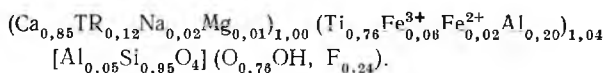
В архее Приднепровья титаниты ранней генерации имеют светлую окраску в желто-серых или светло-бурых тонах, не плеохроируют, образуют обычно мелкие (до 0,8 мм) неправильной формы зерна, содержат включения минералов основной ткани и представляют собою скорее всего первичные сингенетические выделения в метаморфической породе, а их состав (ан. 11), сравнительно с титанитами поздней генерации характеризуется относительно малым количеством изоморфных примесей, высоким свето- и двупреломлением; уд. вес 3,536.

Титаниты поздней генерации окрашены в бурые и коричнево-бурые тона, плеохроируют (по *Np*) до бледно-бурого, образуют крупные кристаллы, не содержащие включений, имеют повышенные содержания изоморфных примесей (ан. 13), с чем связаны их сниженные свето- и двупреломление; уд. вес 3,492.

Структурные формулы титанитов из мигматизированных гнейсов Приднепровья рассчитаны нами на 5 анионов, причем «летучие» (H_2O и F) уточнены в формулах расчетным способом: ранняя генерация (ан. 11) —



поздняя генерация (ан. 13) —



Кроме $NaTR-CaCa$, $Mg-Ca$, здесь, особенно во второй генерации, отчетливо проявлены $TRAl-CaTi$, а также $R^{3+}OH \rightarrow TiO$ и $AlOH \rightarrow SiO$.

Первый тип отличается от второго не только глиноземностью и количеством редких земель, но и их составом: сфены 1-й генерации имеют существенно цериевый характер с (Ce—Nd)-максимумом ($TR_{Ce}=76,8\%$), а сфены 2-й генерации — типично иттриевый состав ($TR_Y=83,9\%$) с Y-максимумом. Следует отметить, что титаниты из анатектических гранитоидов и мигматитов Алдана (2-я генерация) по составу редких земель близки к этому раннему типу: у них, в среднем $TR_{Ce}=68\%$, а в анатектических гранитоидах Белоруссии (см. ниже) сфены имеют $TR_{Ce}=93\%$.

Характер изоморфизма и его влияние на светопреломление у фтор-глиноземистых титанитов

При изучении титанитов из некоторых протерозойских анатектических гранитоидов Белоруссии [23] установлены подобные же инъекционно-ассимиляционные их генетические отношения к вмещающим (архейским) метаосадочным породам.

Для белорусской докембрийской толщи, вскрытой скважинами в районе г. Щучина, характерно развитие гнейсов: биотитовых, в том числе с гранатом и графитом, биотито-роговообманковых, местами с обогащенными магнетитом прослоями, а также параамфиболитов; гнейсы интенсивно инъецированы жилками гранитного материала и в них в результате калиевого метасоматоза отчетливо проявилась микроклинизация плагиоклазов (андезинов), биотитизация роговых обманок, развитие антипертитов в гранитоидных телах и прожилках. Позже эти последние, на этапе натрового метасоматоза, были метасоматически частично замещены альбититами-олигоклазитами. Наиболее поздним стадиям метасоматических преобразований парагнейсов отвечает их редкоземельная аксессуарная минерализация: образование прерывисто-послойных выделений монацита, ортита и апатита, которые местами явно замещают биотит, но при этом без выделения каких-либо вторичных титановых минералов.

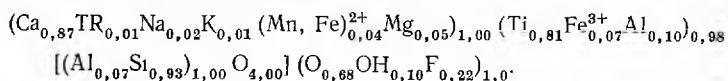
Все эти TR-минералы представляют собою, очевидно, результат переработки и собирательной кристаллизации (под влиянием гидротермально-метаморфических и инъекционно-магматических процессов) тех редких земель, фосфора, галоидов и других компонентов, которые были первоначально сорбированы, находились в изоморфном рассеянии или в виде мелких и мельчайших собственных минералов в материнской известково-глинистой, неравномерно обогащенной $C_{орт}$ породе и ее метаморфических производных, — процесс, вообще, широко распространенный в осадочно-метаморфических толщах, подвергшихся глубоким преобразованиям с анатексисом, магматической инъекцией и метасоматозом, и местами приводящий к формированию промышленных месторождений [17, 19].

Однако в изученных нами белорусских гнейсах титанит отсутствует, но он (за счет аксессуарного монацита и ортита и других минералов гнейсов) появляется в виде крупных зерен и сростков в составе Мостовского гранитного палингенного массива (западнее Щучинской магнитной аномалии), расположенного в толще парагнейсов и представляющего средне-крупнозернистые, розово-серые до мясо-красных породы. По своему составу вследствие широкой ассимиляции вмещающих метаосадочных толщ они сдвинуты в сторону гранодиоритов и отличаются повышенной основностью и магнитностью; в них содержится (%): плагиоклаза 34—42, микроклина 20—30, кварца 25—36, биотита (+ мусковит и хлорит) 2,5—8, рудных до 0,9, флюорита 0,1, апатита и циркона 0,8 и сфена 0,7; монацита и ортита нет. Характерной особенностью этих гранитов является присутствие флюорита и развитие поздне- и постмагматических процессов замещения: плагиоклаза мусковитом (освобождение Ca), амфибола биотитом (Ca), биотита мусковитом и хлоритом (Ti), а в связи с этим и с разложением монацита и ортита — появление довольно крупных агрегатов редкоземельного сфена.

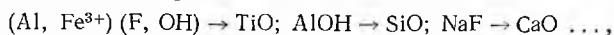
В непосредственной близости от Мостовского, в толще тех же гнейсов находится Выгодский массив, но его гранитоиды более кислые, менее контаминированы, они содержат (%): плагиоклаза 21—28, микроклина 35—50, кварца 26—32, биотита (+ мусковит и хлорит) 0,9—3,4, рудных 0,1—0,8, флюорита 0,1—0,6, апатита и циркона единичные зерна, монацита и ортита нет, но совсем нет и титанита, для формирования которого в этих гранитоидах, по-видимому, была необходимо, но отсутствует значительная контаминация гранитного расплава и захват им в достаточном количестве титансодержащих глинисто-известково-углистых реактивно-способных компонентов, необходимых для титанитообразования.

Обращает на себя внимание высокое содержание в белорусском титаните Al_2O_3 и F, что вполне соответствует окружающей минералого-петрографической обстановке.

Расчет структурной формулы (ан. 9) этого и других сфенов произведен нами на пять кислородов, при этом «летучие» (ОН+F) представлены в эквивалентах кислорода¹



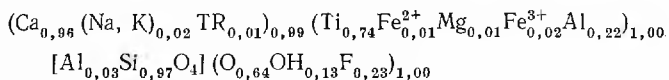
В титаните из Белоруссии эквивалентных замещений в катионных группах — $\text{TRAl}(\text{Fe}^{3+}) \rightarrow \text{CaTi}$, $\text{NaNb} \rightarrow \text{CaTi}$, $\text{NaCe} \rightarrow \text{CaCa}$ и др. — практически нет, но электростатическое равновесие обеспечивается явно сопряженным изоморфизмом катионов и анионов



т. е. снижение валентности катионов в структуре минерала сопровождается соответствующим уменьшением валентности анионов, но число тех и других не меняется.

Пересчет же химического анализа на структурную формулу показал, что около 7% мест кремния замещено в тетраэдрах алюминием, но в октаэдрических позициях уже 18% позиций титана занято алюминием и трехвалентным железом; одновременно около 30% не связанных с кремнием кислородов также заменены по требованиям структурного равновесия фтором и отчасти гидроксидом.

Позже такой же характер сопряженных изоморфных замещений был отмечен [26] в титаните из контакта пегматоидных жилок с полосчатыми гранат-гиперстен-амфибол-кварц-олигоклазовыми парасланцами среди метаосадочных гнейсовых толщ западной Моравии. Структурная формула этого минерала (ан. 12)



показывает, что около 3% мест кремния замещено алюминием, но им и Fe^{3+} занято уже почти 25% позиций титана; в небольшой степени он замещается R^{2+} , а в группе Ca имеется немного Mn и U+Th. При этом равновесие решеток, подобно белорусскому титаниту, обеспечивается не катионным изоморфизмом, а заменой соответствующей части не связанных с кремнием кислородов на фтор и частично — гидроксил.

Титанит из Моравии связан почти исключительно с той частью пегматитовых жилок, которая богата плагиоклазом и ассоциирует с расположенными уже главным образом в гнейсах другими аксессуориями: цирконом, апатитом, ортитом, скаполитом и флюоритом.

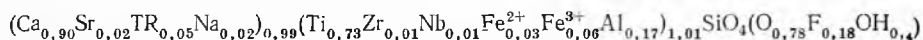
Близкий к белорусскому и моравскому по составу и минеральному парагенезису титанит из района Канозера на Кольском полуострове [2] находится в щелочных полосчатых гнейсо-гранитах с плоскостной и линейной ориентировкой цветных минералов — феррогастингсита, эгирин-авгита, лепидомелана.

Из описания в [2] и последующего, имеющегося в литературе литолого-структурного изучения «щелочных гранитов» в различных местах Кольского п-ва, следует, что они скорее всего относятся к глубоко метаморфизованным слоистым метаосадочным породам. Сфен, образующийся за счет цветных минералов, накладывается на первичную кварц-микроклин-пертитовую с альбитом и аксессуориями (апатит, циркон и др.) ассоциацию, занимает промежутки между полевыми шпатами, нередко

¹ Это неизбежно вытекает из условий сопряженного катионно-анионного изоморфизма, когда число анионов остается прежним (пять) и по требованиям структуры — предельным, а соответствующие количеству ОН и F излишние кислороды (полученные при химическом определении катионов в виде окислов) должны быть исключены; это соответствует $\text{F}_2 = \text{O}$ и $(\text{OH})_2 = \text{O}$.

разъедает их зерна и содержит включения их реликтов. В титанитсодержащей породе имеются также ортит, флюорит сульфиды, гранат, гематит. В титаните 23% октаэдрических мест титана занято Al и Fe³⁺, а соответственно 22% позиций свободного кислорода замещено в структуре фтором и отчасти ОН.

Из выведенной автором (и уточненной нами) структурной формулы этого минерала (ан. 7) —



следует, что при идеальном, неизменном составе тетраэдрических кремнекислородных групп и почти катионно уравновешенной группе кальция в титаните имеется сопряженный катионно-анионный изоморфизм в группе титана: (Al, Fe³⁺) (F, ОН)→TiO.

По-видимому, совместное нахождение в рассмотренных выше метасадочных породах Моравии и Кольского по-ва ортита и титанита оказалось возможным при имевшихся там условиях слабых и местных контактов-метасоматических преобразований парагнейсов, ограниченного участия инъекционных и полного отсутствия ассимиляционно-анатектических процессов.

Захариасен [38] только предполагал в титанитах замещения типа Al(F, ОН)→TiO, но Сахама [35] в темно-буром гротите из известняков Параинена в Финляндии показал, что в нем ничтожная часть Са замещена на Na+TR, но почти 20% мест Ti занято Al и отчасти Fe³⁺ при одновременном компенсационном появлении в структуре минерала F и ОН взамен О (ион за ион).

Проанализировав 18 титанитов из разных месторождений, Н. И. Забавникова [6] также показала, что в некоторых из них (например, в сфене из Вишневых гор) проявлен сопряженный изоморфизм Ti—(Al, Fe³⁺) и одновременно О—(F, ОН); замещения такого типа отмечались и Д. П. Сердюченко [16—23] однако в последней сводке о сфенах [5] изоморфизм такого рода совсем не упоминается.

Мы вновь исследовали химически и оптически (определения В. Г. Фекличева в высокопреломляющих мышьяковистых жидкостях) титаниты 2, 4, 9 из мигматизированных парагнейсов и контаминированных гранитоидов Сибири (Алдан) и Белоруссии (район сел. Шнипки) и привлекли ряд литературных данных, чтобы уточнить и детализировать влияние Al и F, а также TR в составе сфенов на их оптические свойства (табл. 1), так как именно эти (TR—Ca, Al—Ti, F+ОН—О) замещения наиболее характерны и значительны у титанитов и являются широко распространенными. Однако не только замещения типа Al(ОН, F)→TiO вызывают энергетическую деградацию, но и TRAl→CaTi (при отсутствии летучих) обуславливают неизбежные энергетические потери (см. ниже) в решетке титанитов, и минералы в обоих случаях становятся более низкотемпературными и обнаруживают сниженное светопреломление. Отметим, что собранные нами даже относительно новые анализы далеко не всегда, к сожалению, содержат определения F (и Cl) и H₂O⁺.

При этом было установлено, во-первых, что генетически различным, в том числе метасадочным титанитам не свойственны избирательно какие-либо определенные типы изоморфных замещений, в частности сопряженные катионно-анионные, которые проявляются в них нередко одновременно с другими (катионными) формами изоморфизма или совсем отсутствуют; во-вторых, в химическом составе многих сфенов наблюдается обратная зависимость в содержании TiO₂ и суммы Al₂O₃ и F, что указывает на изоморфные замещения между миналами CaTiO(SiO₄) и CaAlF(SiO₄), причем изоморфизм такого рода подтверждается и про-

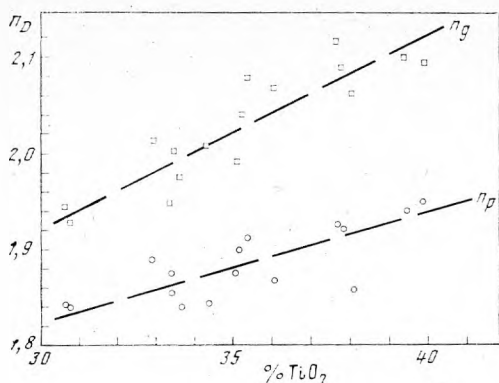


Рис. 1. Зависимость светопреломления сфенов от содержания TiO_2

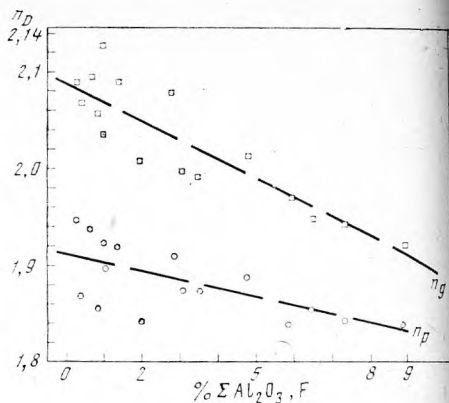


Рис. 2. Зависимость светопреломления сфенов от суммы Al_2O_3 и F

стой (аддитивной) зависимостью оптических свойств сфенов от содержания в них Al_2O_3 , TiO_2 и F. В химическом составе титанитов TiO_2 является компонентом с наибольшей рефракцией, а Al_2O_3 и F — с наименьшей. Согласно закону Гладстона — Дейла, удельная рефракция $K = (n - 1)/d$ (где n — светопреломление, d — плотность) компонентов в виде условных окислов или ионов равна: у TiO_2 — 0,397, SiO_2 — 0,207, Al_2O_3 — 0,204, F — 0,043, кислорода — 0,203.

Сравнение показывает, что разница удельных рефракций больше разницы в молекулярных и атомных весах в парах: Al_2O_3 — TiO_2 и F—O.

Таким образом, предельное содержание минала $CaTiOSiO_4$ обеспечивает высокое (типичное) светопреломление сфена, а возрастание в нем роли минала $CaAlFSiO_4$ должно снижать N_g и N_p . Это и наблюдается в действительности (рис. а, б).

Очевидно, что и замещения SiO на $Al(F, OH)$ также приводят к снижению показателей светопреломления.

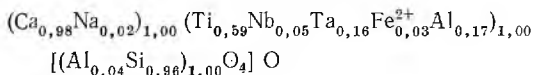
При рассмотрении влияния на оптические свойства титанитов редких земель ($TR \rightarrow Ca$) мы переходим уже (при насыщенности структуры кислородом) к обязательным условиям компенсации с помощью эквивалентных замещений катионов: $TRNa$ — $CaCa$; $TRAl$ — $CaTi$.

Рефракция у CaO равна 0,225, а у TR_2O_3 — 0,147, т. е. при изоморфизме ($TR + Al$) ($Ca + Ti$) у титанитов должно произойти значительное снижение N_g и N_p . Это и наблюдается в действительности у сфенов, богатых редкими землями. При избыточном (сравнительно с TR) атомном содержании Al , снижение N_g и N_p еще более усиливается, как показано выше, за счет сопряженного вхождения в решетку титанита не только Al взамен Ti , но и F и (или) OH взамен не связанных с тетраэдрами кислорода, как это хорошо видно на сфенах Шнипки, Стерлинга, Параинена, Канозера и др.

Катионы в пределах каждой группы (Ca и Ti) или обеих этих групп атомов могут эквивалентно замещаться (атом за атом) высоко- и низковалентными элементами $2Ca$ — $NaTR$ или $2Ti$ — $AlNb$, $NaTa$ — $CaTi$, но при отсутствии катионной компенсации возможно изоморфное замещение только более высоковалентных катионов на низковалентные (идеальный $CaTiSiO_5$ до предела насыщен кислородными ионами и некомпенсированное катионами вхождение, например, TR взамен Ca и Nb вместо Ti исключено), т. е. Ca на Na , Ti на Al , Si на Al , и в этих случаях равновесие структуры сохраняется только при ее энергетической деградации посредством обязательного частичного замещения пятого кислорода на F, OH , Cl . Что касается предположений об изоморфизме $TR_2 \rightarrow Ca_3$, то появление в природных условиях сфенов с «пористой» струк-

турой представляется возможным, но среди реальных титанитов такие составы с достоверностью нигде в литературе пока не отмечены. Нет сведений о таких редкоземельных титанитах и в монографии Е. И. Семенова [15], на которого, по-видимому ошибочно, ссылается Н. И. Забавникова [5].

В связи с этим отметим недавно описанный [28] сфен с высоким содержанием тантала и алюминия из пегматитов со стрюверитом (Италия). Его состав, определенный с помощью электронного микроскопа, следующий: SiO_2 — 26,9, TiO_2 — 22,2, SnO_2 — 0,1, Al_2O_3 — 5,1, Nb_2O_5 — 2,9, Ta_2O_5 — 16,0, FeO — 0,9, MnO — 0,05, CaO — 25,6, Na_2O — 0,3, сумма — 100,05. Порошковая рентгенограмма близко отвечает типичному титаниту. Та с Nb и почти весь Al в решетке сфена занимают позиции Ti. Высчитанная нами его структурная формула:



показывает также, что, вопреки Кларку, в Са-многогранниках отсутствуют вакансии.

Представляет интерес сопоставление высчитанных с помощью рефракции данных с результатами и закономерными тенденциями, которые для сфенов можно получить, пользуясь, как это мы сделали ранее [20], приближенными (и тоже подчиненными в сложных соединениях аддитивной зависимости от слагающих простых окислов) энергетическими коэффициентами А. Е. Ферсмана [27].

Для главных элементов титанита эки $W^2/2R_i$ приблизительно равны

$$\left(\frac{1,75}{\text{Ca}}, \frac{3,90}{\text{TR}}, \frac{6,80}{\text{Th}}, \frac{0,45}{\text{Na}} \right) \left(\frac{8,40}{\text{Ti}}, \frac{4,95}{\text{Al}}, \frac{13,60}{\text{Nb, Ta}} \right) \left[\frac{8,60}{\text{Si}} \right] \left(\frac{1,55}{\text{O}}, \frac{0,70}{\text{OH}}, \frac{0,35}{\text{F}} \right).$$

Легко видеть, что при замене CaTi на TRAl (10,15 взамен 8,85) получается потеря 1,30 энергетических единиц. И действительно, не только светопреломление редкоземельных и глиноземистых титанитов (кейльгауитов и гротитов) ниже, чем у обычных, но кристаллизуются они позже и при более низких температурах, чем сфены идеального (типичного) состава, что давно уже отметил А. Е. Ферсман (1940), обобщая эмпирические наблюдения. Равным образом расчеты по системе эквов показывают снижение светопреломления у титанитов при замещениях типа AlF → TiO (5,30 взамен 9,95 с потерей 4,65 энерг./ед.), что согласуется с нашими расчетами по величинам рефракции и с геологическими данными.

С помощью рентгенодифрактограмм 8 образцов титанитов известного химического состава и различного генезиса установлено [26], что замещения типа Al(OH, F) → TiO приводят к снижению значений a , b , c и к уменьшению объема элементарной ячейки, но вызывают увеличение угла моноклинности β : для сфенов получены параметры их моноклинных решеток, колеблющиеся в пределах: a от 7,0563 до 7,0811 Å, b от 8,6731 до 8,7050 Å, c от 6,5471 до 6,5591 Å, β от 113°48' до 114°03'. При этом степень сопряженного катионно-анионного изоморфизма, как показывают и наши исследования, не всегда прямо связана с условиями образования данного минерала.

Выводы

Таким образом, в продуктах метаморфизации и мигматизации осадков, в гранит-пегматитовых и щелочных контаминационных процессах в состав титанитов могут вовлекаться «нетипичные» катионные и анионные компоненты, причем формирование таких минералов происходит при сниженных термодинамических условиях, когда решетка титанита

энергетически деградирует и, в частности, существенно снижаются при этом его показатели светопреломления.

Такие характерные элементы, как титан, глинозем, редкие земли, фтор извлекаются при титанитообразовании из вмещающих метасадочных, обычно известковистых глинисто-углеродистых, нередко засоленных толщ или прослоев, а в непосредственной близости или в некотором отдалении от древних высокоглиноземистых, железистых или марганцовистых отложений титаниты сопутствуют соответствующим рудным минералам или сами обогащаются Al, Fe, Mn. Необходимые для титанитов элементы изначально были изоморфно (и сорбционно) рассеяны в порообразующих минералах, содержались в интерстиционных растворах или входили в состав более ранних рудных и редкометаллических аксессуаров; в условиях же метаморфизма, анатексиса и палингенеза происходила их мобилизация, перераспределение и при благоприятных физико-химических параметрах (P , T , C) — природный синтез титанита; использовался при этом имеющийся на месте материал, включая и более ранние TiO_2 — минералы и аксессуарные ортиты, монациты, апатиты, местами тантало-ниобаты.

Часто, но не всегда метасоматические или палингенно-инъекционные гранитоиды вызывают титанитообразование в своих эндо- и экзоконтактах или в связи с поздне- и постмагматическими процессами; при этом обычно происходит исчезновение на первом этапе ортита, монацита, ТР-апатита, но эти же минералы хорошо сосуществуют с титанитом поздних низкотемпературных генераций [20, 22], Маки [31] в результате изучения гранитов Шотландии, а И. А. Островский [12] — гранитов западного Тянь-Шаня пришли к выводу, что эти монацитсодержащие граниты обычно титанита не содержат. Однако совместное нахождение монацита и титанита известно в лейстерских гранитах Англии [36] в древних гранитах Колорадо, США [26]. Очевидно, во всех этих и подобных случаях мы имеем дело не только с варьирующими термодинамическими условиями и химизмом среды минералообразования, но и (в связи с этим) с различным составом самих титанитов, генерирующихся на разных энергетических уровнях.

При становлении или повторном внедрении гранитоидных, обычно анатектических или палингенных массивных и жильных тел, при пульсационном развитии инъекционной и метасоматической мигматизации и гранитизации нередко происходит перекристаллизация (в том числе собирательная) метаморфогенных титанитов, сопровождаемая в зависимости от химизма окружающей среды значительным изменением их состава и свойств.

Следует отметить, что сфен при диафторезе осадочно-метаморфических пород и гипергенном их выветривании полностью или частично замещается лейкоксом, часто (в углеродисто-сланцевых сланцах Тимана) с сохранением форм и граней — типично сфеновых кристаллов и их разрезов в шлифах. Кроме этого, в рифейских сланцах такого типа на Тимане имеется местами обильный метаколлоидально-сегрегационный, неправильно лапчатых форм, с бухтообразно изрезанными краями и гелицитовой (ситовидной) структурой первичный лейкоксен рутил-анатазового состава, содержащий в своих контурах много тонкозернистых включений из основной сланцевой ткани (кварца, слюд и др.). При повышении степени регионального метаморфизма или под влиянием наложенных гидротерм нередко происходит местная, струйчатая или всеобщая ильменитизация (Тимац, Патомское нагорье, Таймыр, Колыский п-ов и др.), причем в зонах контактов с поздними гранитоидами и другими изверженными породами размеры пластинчатых или столбчатых кристаллов ильменита значительно увеличиваются, а их состав (в части основных «миналов») все более приближается к идеальному.

При лейкоксенизации сфена нередко вторичные продукты (помимо тонкозернистых включений минералов основной ткани) концентрируются в рамках материнского зерна или в непосредственной от него близости, дифференцируясь при этом по слагающим титанит элементам: рутил, анатаз, брукит (Ti), кальцит (Ca), кварц (Si). Однако кремнезем не всегда удаляется из титанита полностью или обособляется в виде кварца; часть его, порою значительная, остается внутри псевдоморфозы, образуя, по-видимому, тонкий коллоид или сложные Ti-Si-гели: в таких микроскопически однородных («однофазовых») лейкоксеновых зернах на Тимане [16] и на Алдане [4] иногда сохраняется еще метастабильная (на разных этапах стадийных изменений) часть (4—10% и более) кремнезема исходного титанита.

Изоморфные замещения в титанитах охватывают главным образом элементы группы Ca и группы Ti; обычно отсутствует или появляется в очень незначительном количестве Al_{IV} в SiO_4 -тетраэдрах; ограничено 25—30% и замещение свободного (пятого) кислорода на OH и F (Cl), когда сопряженно катионы и анионы больших валентностей заменяются на ионы маловалентные. Намеченное еще Захариасеном [38] распределение изоморфных элементов по группам Ca и Ti в действительности является только наиболее часто встречающимся; в природных же сфенах не только Fe^{3+} , но и Fe^{2+} , Mg, Mn могут входить в одну и другую группы, т. е. почти все титанитообразующие «второстепенные» катионы (замещающие основные) в структуре очень мобильны и широко изоморфно взаимозаменяемы.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьев Г. Д.* Петрографическое описание приамурской части Малого Хингана.— Труды Дальневост. фил. АН СССР. Сер. геол., вып. 1, 1939.
2. *Бельков И. В.* Титанит из щелочных гранитов района Канозера.— В кн.: Вопросы геол. и минер. Кольского полуострова, вып. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР.
3. *Бонштедт Э. М.* О сфене Хибинских тундр.— Труды Ломоносов. ин-та геохимии, кристалл. и минер. АН СССР, № 7, 1936.
4. *Галюк В. А.* Диопсид и кейльгауит из гранит-пегматитов Эмельджакского флогопитового месторождения в Южной Якутии. Изв. вузов, сер. Геол. и разв., 1973, № 6.
5. *Забавникова Н. И.* Титанит.— В кн.: Минералы, т. 3, вып. 1, «Наука», 1972.
6. *Забавникова Н. И.* Об изоморфных замещениях в сфенах.— Геохимия, 1957, № 3.
7. *Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б.* Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. «Недра», 1965.
8. *Ларсен Е., Берман Г.* Определение прозрачных минералов под микроскопом. «Недра», 1965.
9. *Михайлов Д. А., Быкова В. С.* Метасоматические сфен и ортит из диопсидовых пород Алданского щита.— В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. Л., 1966.
10. *Надеждина Е. Д., Юдина В. В., Забавникова Н. И.* Акцессорный сфен из метасоматически измененных траппов Сибирской платформы (район р. Большой Ботуобии).— Труды Минер. музея им. А. Е. Ферсмана, вып. 14, 1963.
11. *Орса В. И., Елисеєва Г. Д.* Акцессорные сфены из мигматитов среднего Приднепровья.— Львовск. минер. сб., № 19, вып. 3, 1965.
12. *Островский И. А.* Тяжелые минералы из гранитов Средней Азии.— Труды Таджикско-Памирской экспедиции, 1935. Изд-во АН СССР, 1937.
13. *Паняк С. Г.* Графит кристаллических сланцев северного обрамления Санарского гранитного массива на Южном Урале.— Труды Свердл. горн. ин-та, 1973, вып. 91.
14. *Померанцева Н. Г.* О волокнистом сфене Хибинских тундр.— В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 3. Апатиты. 1962.
15. *Семенов Е. И.* Минералогия редких земель. 1963. М., Изд-во АН СССР.
16. *Сердюченко Д. П.* Минералы бора и титана в некоторых осадочно-метаморфических породах.— Труды ГИН, вып. 5, 1956.
17. *Сердюченко Д. П.* Образование и разрушение ортита в метаморфических породах.— Труды ИМГРЭ, вып. 17, 1963.

18. *Сердюченко Д. П.* Редкоземельная минерализация в осадочно-метаморфических породах.— В кн.: Очерки по металлогении осадочных пород. Изд-во АН СССР, 1961.
19. *Сердюченко Д. П.* О геохимической наследственности в ряду осадочных — метаморфических — палингенных пород.— Труды Всесоюз. литологического совещания, 1965. М., 1968.
20. *Сердюченко Д. П.* Граниты Южного Тимана и их акцессорные минералы (1943). Изд-во АН СССР, 1959.
21. *Сердюченко Д. П.* Новый тип редкометального рудообразования в метаосадочных породах.— Сов. геол., 1972, № 2.
22. *Сердюченко Д. П., Молева В. А.* Титаниты из архейских пород Южной Якутии.— Докл. АН СССР, 1960, 132, № 1.
23. *Сердюченко Д. П., Пан А. М.* Особенности состава и происхождения ортита и титанита из кристаллических пород Белорусского докембрия.— Докл. АН СССР, 185, № 1, 1969.
24. *Ферсман А. Е.* Геохимия, т. IV. Госхимиздат, 1939.
25. *Ферсман А. Е.* Пегматиты. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940.
26. *Černý P., Povondra P.* An (Al.—Fe)-rich metamict titanite from Czechoslovakia.— Neues Jahrb. Mineral., Monatsh., 1972, N 9.
27. *Černý P., Riva di Sanseverino L.* Comments on crystal chemistry of titanite.— Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 1972, N 3.
28. *Clark A. M.* A tantalum-rich variety of sphene.— Mineral. Mag., 1974, 39, 306.
29. *Fuller-Boos M.* Some heavy minerals of the front-range granites.— J. Geol., 1935, 43.
30. *Hutton C. O.* Studies of heavy detrital minerals.— Bull. Geol. Soc. America, 1950, 61.
31. *Mackie W.* The heavier accessory minerals in the granite of Scotland.— Trans. Edinburgh Geol. Soc., 1928, 12.
32. *Morganite S.* La titanite at terra rare del granito pegmatitico di Quoscescer.— Period. Miner. Rome, 1964, 14.
33. *Pauly H.* Calcite and skarn minerals in the gneisses of the Holsteinsborg district, West Greenland.— Medd. Dansk geol. f6r., 1948, 11.
34. *Roy S.* Manganooan sphene from Garra Balaghat district, Madhya Pradesh, India.— Acta mineral.— petrogr. Szeged, 1974, 21, N 2.
35. *Sahama T. G.* On the chemistry of the mineral titanite.— Bull. Commiss. géol. Finlande, 1946, 24, N 138.
36. *Smithson F.* The petrography of the northern portion of Lester Granite.— Geol. Mag., 1932, 820.
37. *Yung J. A.* Keilhauite, a guide mineral in the Sterling granite — gneiss of Rhode Island.— Amer. Mineralogist, 1938, 23.
38. *Zachariasen W. H.* The crystal structure of titanite.— Z. Kristallogr., 1930, 73.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО НЕКОТОРЫМ МИНЕРАЛЬНЫМ ВИДАМ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СИЛИКАТОВ УРАНИЛА

Известен большой класс силикатов уранила (табл. 1). Они образуют самостоятельные выделения, ассоциируя с неурановыми минералами, или встречаются совместно с гидроокислами, карбонатами, ванадатами, фосфатами и арсенатами уранила в зонах окисления урановых месторождений и рудопроявлений. По отношению $U:Si$ среди силикатов уранила можно выделить три группы минералов: I — группа соддиита с отношением $U:Si > 1$; II — группа уранофана с отношением $U:Si = 1$; III — группа урсилита с отношением $U:Si < 1$.

I. *Группа соддиита*. Принято считать, что установлен один минерал группы с отношением урана к кремнию, равным 5 к 2. Однако, выведенная формула по образцам минерала из Шинколобве (Заир) [18, 19], очевидно, отражает средний состав минералов с различным отношением урана к кремнию, но с большим, чем 1 : 1. Об этом свидетельствуют изменения физических и оптических свойств минералов, относимых к соддииту (табл. 1), а также результаты экспериментальных исследований. Как видно из данных, приведенных в табл. 1, цвет минералов, обладающих структурой соддиита, изменяется от медово-желтого до бледно-желтого при значительных колебаниях удельного веса, твердости и оптических свойств. Однако в виду ограниченности материала, химический состав всех разновидностей соддиита, как и рентгеновские свойства их не изучены. Синтетически из водного раствора ацетата уранила и фторсиликат аммония в интервале рН 6,5—9,5 получены минеральные фазы, обладающие структурой соддиита, с широкими вариациями отношений урана к кремнию, от 2 : 1 до 4 : 1. При этом наиболее совершенная структура отмечается у фазы с отношением урана к кремнию, равным 2 : 1, и наименее совершенная — при отношении $U:Si = 4 : 1$ [7]. Физические и оптические свойства этих крайних фаз приведены в табл. 1. Как видно из приведенных данных, оптические и физические свойства природных разновидностей соддиита находятся в пределах колебаний свойств синтетических изученных фаз. Это дает основание полагать, что природная группа минералов, описываемых под названием соддиит, состоит из минеральных разновидностей, конечные члены которых являются аналогами охарактеризованных синтетических фаз с отношением урана к кремнию, варьирующим от 2 : 1 до 4 : 1.

В природных условиях соддиит встречается в гипергенных псевдоморфозах (гуммитовых прожилках), развивающихся по ураниниту, настурану и настуран-коффинитовым агрегатам, находясь в тесных ассоциациях с гидроокислами и силикатами уранила группы уранофана, реже с фосфатами, карбонатами и ванадатами уранила. В псевдоморфозах, замещающих практически мономинеральные образования уранинита и настурана, соддиит выделяется после формирования основной массы гидроокислов уранила, но перед силикатами типа уранофана. По прожилкам настуран-коффинитового состава соддиит образуется совместно с гидроокислами и силикатами группы уранофана. При этом обычно формируется соддиит с отношением $U:Si = 2 : 1$.

На месторождении Шинколобве, где описана хорошо выраженная зональность в разрезе окисляющихся жил уранинита, соддиит отмечен

только в зоне оранжевых руд, где он находится в тесной ассоциации с кюритом, реже со скупитом, казолитом, склодовскитом и торбернитом [22]. Он не обнаружен в предшествующей зоне бурых руд, сложенной только гидроокислами уранила и являющейся первой стадией изменения уранинита, а также в зоне желтых руд, сложенной силикатами группы уранофана и сменяющей в разрезе зону оранжевых руд. Таким образом, на этом примере отчетливо видно, что соддиит выделяется после гидроокислов уранила, но перед образованием основной массы силикатов уранила типа уранофана.

В гипергенных псевдоморфозах, развивающихся по настуран-коффинитовым прожилкам, соддиит в ассоциации с баккерелитом, бельетитом и уранофоном наблюдается непосредственно на настуране и коффините. Однако никем не отмечался минерал по мономинеральным прожилкам коффинита. К тому же в гипергенных псевдоморфозах, развивающихся по настурану и ураниниту, соддиит встречается очень редко и никогда не обнаруживался в рудах с хорошей водопроницаемостью. Важно отметить, что соддиит обычно находится в ассоциации с минералами, содержащими такие межслоевые катионы, как свинец, медь, кальций, магний, натрий, калий. Это обстоятельство, как и вышеотмеченные особенности его выделения, свидетельствуют о том, что основным условием образования соддиита является преобладание в растворе урана над кремнием. Экспериментальные работы подтверждают этот вывод. Французские химики [16] показали, что фаза $(\text{UO}_2)_2(\text{SiO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ образуется в водном растворе только с атомным отношением урана к кремнию выше единицы.

II. *Группа уранофана.* Эти силикаты уранила наиболее широко распространены в зоне окисления урановых месторождений и лучше изучены. Они формируются в почти нейтральной или слабощелочной гидрохимической обстановке, так как наблюдаются главным образом на месторождениях, первичные руды которых содержат мало дисульфидов, поэтому при окислении их формируется слабо кислая, близка к нейтральной, или щелочная гидрохимическая обстановка. На месторождениях со значительным количеством дисульфидов силикаты уранила образуются в ограниченных количествах либо в самые начальные стадии окисления руд, когда только начинают окисляться дисульфиды и подземные воды еще не приобрели кислую реакцию, либо в конечные стадии, когда дисульфиды уже окислены. По количеству межслоевого катиона на единицу уранилсиликатного слоя среди них выделяются две подгруппы минералов:

1. Подгруппа казолита — казолит и, возможно, бариевый уранофан — на единицу слоя приходится один двухвалентный катион и формула, подтвержденная изучением кристаллической структуры минерала [13,5], приобретает простой состав. Однако, вероятно, существуют вариации химического состава казолита, так как свойства минералов, относимых к казолиту, что отражено в табл. 1, заметно меняются. При этом игольчатые кристаллы, изучаемые В. И. Мокеевой на наших образцах, встречаются в природных условиях реже. Они обычно наблюдаются в тех случаях, когда казолит выделяется непосредственно на галените, тогда как призматические, наиболее распространенные кристаллы, выделяются в стороне от галенита, иногда по настурану и коффиниту и, возможно, содержат меньше свинца в структуре.

2. Подгруппа уранофана — уранофан, β -уранотил, склодовскит, купросклодовскит, болтвудит, натриевый болтвудит — на единицу слоя приходится 0,5 двухвалентного катиона. Для нейтрализации отрицательного заряда уранил-силикатных слоев при расшифровке кристаллической структуры уранофана [20] в его формулу был введен оксониевый ион $(\text{H}_3\text{O})^+$, распространенный потом на формулы других членов под-

Таблица 1
Силикаты уранила

Минерал, формула	Сингония, пространственная группа; константы ячейки (A). Морфология кристалла	Цвет, блеск	Уд. вес	Твердость	Показатели преломления, плеохроизм			Осность, оптический знак, 2V, погасание	Спайность
					n_g	n_m	n_p		
Группа соддиита									
Синтетический (UO ₂) ₄ [SiO ₄] ₂ (OH) ₂ ·5H ₂ O	$a = 8,38; b = 11,06; c = 18,54$	Светло-желтый, матовый	—	—	1,646 Бледно-желтый	—	1,585 Бесцветный	Двуосный (—)	Совершенная
Соддиит (UO ₂) ₃ [SiO ₄] ₂ (OH) ₂ ·5H ₂ O	Ромбическая; $D_{2h}^{24} - Fddd$; $a = 8,32; b = 11,21; c = 18,71$. Призматические, дипирамидальные	Бледно- и медово-желтый, стеклянный, матовый	3,6— 4,70	3—4	1,682—1,715 Бледно-желтый	1,645—1,685	1,622—1,650 Бесцветный	Двуосный (—), 2V = 70—86°	Совершенная по (001), ясная по (111)
Синтетический (UO ₂) ₂ [SiO ₄] ₂ ·2H ₂ O	Ромбическая; $D_{2h}^{24} - Fddd$; $a = 8,22; b = 11,16; c = 18,64$.	Ярко-желтый, стеклянный	—	—	1,718 Бледно-желтый	—	1,647 Бесцветный	Двуосный (—)	Совершенная
Группа уранофана а. Подгруппа уранофана									
Уранофан Ca [UO ₂ SiO ₃ OH] ₂ ·5H ₂ O	Моноклиная; $C_{2h}^2 - P2_1$; $a = 15,97; b = 7,07; c = 6,68$; $\beta = 97^\circ 18'$. Призматические, игольчатые	Соломенно- и лимонно-желтый, стеклянный	3,81— 3,96	2—3	1,670 Желтый	1,666 Бледно-желтый	1,645 Почти бесцветный	Двуосный (—), 2V = 32—45, c: Ng = 4°	Совершенная по (100)
β -уранотил Ca [UO ₂ SiO ₃ OH] ₂ ·5H ₂ O	Моноклиная; $P2_1/a$; $a = 15,850$; $b = 6,974; c = 6,647; \beta = 97^\circ 36'$. Призматические, игольчатые	Лимонно-желтый, янтарный, стеклянный	3,96— 4,08	3—3,5	1,685—1,705 Зеленовато-желтый	1,680—1,694	1,656—1,676 Бесцветный	Двуосный (—), 2V от малого до 66°, c: Ng = = 36—75°	Совершенная по (010), ясная по (100)
Купроскладовскит Cu [UO ₂ SiO ₃ OH] ₂ ·5H ₂ O	Триклиная; $P\bar{1}$; $a = 7,04$; $b = 9,18; c = 6,66; \alpha = 109^\circ 14'$; $\beta = 90^\circ; \gamma = 108^\circ 22'$. Игольчатые	Зеленый, стеклянный	3,5	3	1,646 Зеленовато-желтый	1,535	1,611 Бесцветный	Двуосный (—), 2V от малого до 63°, прямое	Совершенная по (010)

Примечание. При составлении таблицы использованы данные работ, ссылки на которые приведены в тексте; новые результаты, полученные авторами настоящей статьи, а также данные Smith, Stohl (1972) по уранотилу и уранофану.

Таблица 1 (продолжение)

Минерал, формула	Сингония, пространственная группа; константы ячейки (А). Морфология кристаллов	Цвет, блеск	Уд. вес	Твердость	Показатели преломления, плеохроизм			Осность, оптический знак, 2V, погасание	Спайность
					n_g	n_m	n_p		
Группа уранофана									
а. Подгруппа уранофана									
Складовскит Mg [UO ₂ SiO ₃ OH] ₂ ·5H ₂ O	Моноклинная; C2/m; a = 17,44; b = 7,03; c = 6,60; β = 105°46'. Игольчатые	Желтый, стеклянный	3,54—3,74	3	1,657 Желтый	1,642 Бледно-желтый	1,613 Бесцветный	Двуосный (—), 2V — большой, прямой	Совершенная по (010)
Болтвудит K [UO ₂ SiO ₃ OH]·nH ₂ O	Моноклинная; a = 13,74; b = 7,14; c = 12,35; β = 102°10'. Игольчатые, призматические	Желтый, бледно-желтый, стеклянный	3,6	3,5—4	1,703 Бледно-желтый	1,696 Бледно-желтый	1,668 Бесцветный	Двуосный (—), 2V — большой, прямой	Совершенная по (010), несовершенная по (001)
Натриевый болтвудит Na _{0,7} K _{0,3} [UO ₂ SiO ₃ OH]·2H ₂ O	Ромбическая; D ₂ ³ = P 2 ₁ 2 ₁ 2 ₁ ; a = 27,40; b = 7,02; c = 6,65. Порошковатые, тонкозернистые налеты, реже радиально-лучистые агрегаты	Светло-желтый, белесый, шелковистый, восковой	4,1—4,4	3,5	1,645—1,672 Светло-желтый	—	1,613—1,645 Бесцветный	Двуосный (—), 2V — большой, прямой	Совершенная по плоскости уплощения
б. подгруппа казолита									
Казолит Pb [UO ₂ SiO ₄]·H ₂ O	Моноклинная; C _{2h} ⁵ = P 2 ₁ /a; a = 13,28; b = 6,96; c = 6,74; β = 75°45'. Призматические, игольчатые	Буро-желтый, янтарно-желтый, жирный	5,81—6,50	4—5	1,935—1,970 Бледно-желтый	1,880—1,910 Желтый	1,850—1,895	Двуосный (+), 2V = 35—40°, прямое и косое	Совершенная по (001), несовершенная по (100) и (010)
Бариевый уранофан Ba [UO ₂ SiO ₄]·H ₂ O	Призматические кристаллы	Желтый, шелковистый	—	—	1,820 Желтый	1,818	1,797 Бледно-желтый	Двуосный (+), c:N _g = 10—14°	—

Таблица 1 (продолжение)

Минерал, формула	Сингония пространственная группа; константы ячейки (А). Морфология кристаллов	Цвет, блеск	Уд. вес	Твердость	Показатели преломления, плеохроизм			Осность, оптический знак, 2V, погасание	Спайность
					n_g	n_m	n_p		
Группа урсилита									
Хейвнит $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2[\text{Si}_2\text{O}_7]_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	Моноклинная; $C_{2h}^4 = P 2/c$; $a = 15,44$; $b = 7,05$; $c = 7,10$; $\beta = 107^\circ 52'$; $a = 14,50$; $b = 17,90$; $c = 18,77$. Игольчатые	Светло- и зеленовато-желтый, перламутровый	3,35	3,5	1,578—1,582 Не плеохроирует	1,575—1,580	1,560—1,571	Двуосный (-), $2V \approx 16-20^\circ$	Совершенная по (010)
Кальцийурсилит $\text{Ca}_4(\text{UO}_2)_4[\text{Si}_2\text{O}_7]_6(\text{OH})_8 \cdot 15\text{H}_2\text{O}$	Ромбическая; $a = 14,03$; $b = 19,40$; $c = 18,24$. Пластинчатые, игольчатые	Лимонно-желтый, стеклянный	3,034	2—3	1,556—1,562 Бледно-желтый	1,552—1,554	1,548—1,552 Бесцветный	Двуосный (-), $2V$ — средний, прямое	Совершенная по плоскости уплощения
Магнийурсилит $\text{Mg}_4(\text{UO}_2)_4[\text{Si}_2\text{O}_7]_6(\text{OH})_8 \cdot 20\text{H}_2\text{O}$	Ромбическая; $a = 14,28$; $b = 17,93$; $c = 18,26$. Игольчатые, таблитчатые	Желтый, стеклянный	3,054	2—3	1,550 Бледно-желтый	1,545	1,540 Бесцветный	Двуосный (-), $2V$ — малый прямое	Совершенная по плоскости уплощения
Ранкилит $\text{Ca}_3(\text{UO}_2)_4[\text{Si}_2\text{O}_7]_5(\text{OH})_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$	Ромбическая; $a = 17,64$; $b = 18,48$; $c = 14,28$. Игольчатые	Желтый	2,89— 3,32	—	—	1,564	—	—	Совершенная по плоскости уплощения
Униксит $\text{K}_2(\text{UO}_2)_2[\text{Si}_2\text{O}_7]_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Ромбическая; $D_{2h}^6 - Pnmb$; $a = 35,88$; $b = 14,26$; $c = 14,20$. Игольчатые	Светло-желтый, восковой	3,35— 3,42	3,5—4,5	1,606—1,582 Желто-зеленый	1,603—1,575 Бледно-желто-зеленый	1,596—1,573 Бесцветный	Двуосный (-), $2V \approx 60^\circ$, прямое	Хорошая
Метауниксит $\text{K}_2(\text{UO}_2)_2[\text{Si}_2\text{O}_7]_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Ромбическая; $a = 14,12$; $b = 35,57$; $c = 14,28$	Светло-желтый, восковой	4,1	3	1,620 Желто-зеленый	1,615 Бледно-желто-зеленая	1,600	Двуосный (-), $2V$ — средний, прямое	Хорошая
Метахейвнит $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2[\text{Si}_2\text{O}_7]_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	—	Светло-желтый, восковой	—	—	1,645 Не плеохроирует	1,620	1,611	Двуосный (-), $2V$ — малый	Совершенная по (010)
Метакальцийурсилит $\text{Ca}_4(\text{UO}_2)_4[\text{Si}_2\text{O}_7]_6(\text{OH})_8 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Ромбическая; $a = 14,08$; $b = 17,88$; $c = 18,24$. Игольчатые, пластинчатые	Желтый, стеклянный	3,234	2—3	1,571—1,581 Бледно-желтый	1,570—1,576	1,558—1,569 Бесцветный	Двуосный (-), $2V$ — малый	Совершенная по плоскости уплощения

Таблица 1 (окончание)

Минерал, формула	Сингония, пространственная группа; константы ячейки (А). Морфология кристаллов	Цвет, блеск	Уд. вес	Твердость	Показатели преломления, плеохроизм			Осность, оптический знак, 2V, погасание	Спайность
					n_g	n_m	n_p		
Группа урсилита									
Метамагнийурсилит $Mg_4(UO_2)_4[Si_2O_6]_6(OH)_6 \cdot nH_2O$	Ромбическая. Таблитчатые, игольчатые	Желтый, стеклянный	3,254	2—3	1,560 Бледно-желтый	1,554 Бледно-желтый	1,547—1,550 Бесцветный	Двуосный (+), 2V — средний, прямое	Совершенная по плоскости уплощения
Урсилит $(Mg, Ca, Na_2, K_2)_4(UO_2)_4 \times [Si_2O_6]_{5,5}(OH)_6 \cdot 13,5H_2O$	Ромбическая; $a = 14,05$; $b = 35,74$; $c = 14,26$. Таблитчатые	Светло-желтый, стеклянный, матовый	3,18	2	1,584—1,587 Бледно-желтый	1,585 Очень бледно-желтый	1,572 Бесцветный	Двуосный (+)	Совершенная по плоскости уплощения
Метаурсилит $(Mg, Ca, Na_2, K_2)_4(UO_2)_4 \times [Si_2O_6]_{5,5}(OH)_6 \cdot nH_2O$	Ромбическая; $a = 14,05$; $b = 35,74$; $c = 14,26$. Таблитчатые	Белесо-желтый, матовый	3,30	2	1,588—1,590 Бледно-желтый	—	1,575—1,587	—	—
Гастунит $(K_2, Ca, Cs, Na_2)_2(UO_2)_2 \times [Si_2O_6]_{5,5} OH \cdot 10,5H_2O$	Ромбическая; $Pnna$; $a = 14,24$; $b = 35,84$; $c = 14,20$	Желтый	3,96	—	1,620 Бледно-желтый	1,605 Очень бледно-желтый	1,596 Бесцветный	Двуосный (+)	—
Метагастунит $(K_2, Ca, Cs, Na_2)_2(UO_2)_2 \times [Si_2O_6]_{5,5}(OH) \cdot nH_2O$	—	Желтый	—	—	1,622 Бледно-желтый	1,610 Очень бледно-желтый	1,604 Бесцветный	—	—
Метаранкилит $Ca_3(UO_2)_4[Si_2O_6]_6(OH) \cdot nH_2O$	—	—	2,89— 3,72	—	—	1,580	—	—	—

группы, хотя доказательства наличия этого иона в минералах не приводилось. Позже [6] методом парамагнитного резонанса было доказано отсутствие оксония в минералах данной подгруппы и подержана точка зрения, высказанная В. И. Мокоевой [3, 4] при расшифровке кристаллической структуры склодовскита, о гидроксильной формуле минералов, которая и дается нами для них в табл. 1. В пользу такой формулы говорят также и условия образования силикатов группы уранофана, которые, судя по минеральным ассоциациям, реакциям подземных вод, циркулирующих в участках развития силикатов уранила, формируются в близких к нейтральным или слабощелочным условиям. В то же время минералы, содержащие оксоний в структуре, например водородный отенит, образуются в кислой среде. Этот факт нельзя игнорировать при выведении формул силикатов уранила, так как физико-химические условия их образования отражаются на составе минералов. Поэтому для членов подгруппы уранофана мы считаем более обоснованным «гидроксильные», а не «оксониевые» формулы, которые приняты почти во всей современной минералогической литературе.

Наиболее распространенными минералами этой группы силикатов являются уранофан, β -уранотил и казолит. Реже встречаются склодовскит, болтвудит и натриевый болтвудит. Исключительно редок купросклодовскит. Распространенность определенных минеральных видов и особенности образования силикатов группы уранофана объясняются сочетанием физико-химических условий зоны окисления урановых месторождений и особенностями строения уранил-силикатных комплексов. Подземные воды большинства месторождений с силикатами уранила данной группы имеют гидрокарбонатно-кальциевый, реже сульфатно-кальциевый и кальциево-натриевый состав, т. е. преобладание кальция над другими катионами. Поэтому наиболее часто образуются кальциевые силикаты — уранофан и β -уранотил.

Однако на месторождениях, первичные руды которых содержат повышенные количества галенита, образуется только или в преобладающем количестве казолит (свинцовый уранилсиликат), который ассоциируется с кальцитом, гипсом, вульфенитом, отенитом, торбернитом и другими минералами, содержащими кальций, свинец, медь и т. д. В то же время кальциевые, магниевые и медные силикаты рассматриваемой группы в таких ассоциациях не отмечаются. Размер иона свинца больше размера кальция, магния и меди, поэтому свинец предпочтительнее связывает уранил-силикатные слои по сравнению с кальцием и другими катионами меньшего ионного радиуса. Строение уранил-силикатных слоев в этих минералах таково, что из плоскости слоя выступают кислороды уранила и кремнекислородного тетраэдра, несущие отрицательный заряд. Поэтому в отличие, например, от фосфатов и арсенатов уранила, в которых из плоскости ураниланионного листа выступают только кислороды уранила и слои эффективно связываются катионами любого ионного радиуса, в силикатах группы уранофана предпочтительна связь крупными ионами, на что мы уже указывали ранее [2].

Крупные ионы располагаются между кислородами уранила и кремнекислородного тетраэдра, погашая отрицательный заряд обоих комплексов. Катионы с малыми размерами ионов могут эффективно связывать либо кислороды уранила, либо кислороды кремнекислородного тетраэдра. Такая связь, вероятно, является непрочной. Как следствие этого, склодовскит образуется из растворов, в которых магний резко преобладает над кальцием и другие более крупные катионы отсутствуют. Например, склодовскит нами встречен на месторождениях, подземные воды которых в зоне гипергенеза имеют магниевый и магниевонатриевый, реже магниевонатриевый состав, а в ассоциации со склодовскитом отсутствуют минералы кальция, калия, свинца и других более крупных, чем магний катионов.

Купросклововскит крайне редко формируется еще и потому, что ион двухвалентной меди, помимо малого размера, ведет себя не как сфера, что характерно для всех остальных катионов, а скорее как эллипсоид. Это еще больше понижает эффективность связи уранил-силикатных слоев медью. Только этим, очевидно, можно объяснить отсутствие купросклововскита там, где, казалось бы, существуют все условия для его образования. С одной стороны, наблюдаются силикаты уранила, с другой — минералы меди. Так, в зоне окисления некоторых урано-сульфидных месторождений наряду с казолитом и уранофаном нами встречены выделения торбернита на казолите (рис. 1), выделения склововскита и уранофана на хризоколле (рис. 2 и 3), а хризоколлы на уранофане (рис. 4) и склововските, тогда как купросклововскит ни в одном из этих случаев не обнаружен. Очевидно, наличие в подземных водах кальция и магния, а также фосфора препятствовало образованию купросклововскита. То же можно сказать относительно редкого нахождения натриевого болтвудита, который обнаруживается только в местах засоления подземных вод [10] в катионном составе которых отмечается только натрий.

III. *Группа урсилита.* Среди силикатов уранила описана большая группа минералов с отношением $U:Si < 1$. Урсилит, кальцийурсилит, магнийурсилит, гаустунит, ранкилит, парафан, хейвиит и уиксит. Хотя им посвящено значительное количество публикации [9, 1, 2, 6, 8, 12, 14, 11, 17, 23, 15], свойства силикатов этой группы изучены не полно, а по вопросу обоснованности выделения некоторых минеральных видов и наименования их существует значительный разнобой. Слабая изученность минералов объясняется тем, что большинство их встречается в небольших количествах в виде тонких налетов мелких пластинок и иголок в тесной смеси с гипсом, кальцитом, халцедоном, гиалитом, глинистыми минералами и минералами уранила других классов и групп.

На основании сопоставления опубликованных и новых химических, рентгеновских, оптических и некоторых других физических данных, приведенных в табл. 1 и 2, можно считать как наиболее достоверно установленные следующие минеральные виды групп: кальцийурсилит, магнийурсилит, урсилит, гаустунит, хейвиит, уиксит и их метаформы. Для окончательного решения вопроса о ранкилите, как самостоятельном минеральном виде, необходима расшифовка кристаллической структуры хотя бы одного члена рассматриваемой кристаллохимической группы минералов и более полные химические анализы мономинеральных фракций ранкилита. Более полные химические анализы мономинеральных фракций в будущем необходимо провести и для окончательного решения вопроса достоверности приписываемых формул хейвиита и уиксита. Что касается парафана, то по всем свойствам устанавливается полная аналогия его кальцийурсилиту.

Гаустунит, очевидно, является существенно калиевым аналогом урсилита с меньшим содержанием межслоевого катиона. Помимо калия, гаустунит содержит другие катионы, что его также отличает от уиксита наряду с отличием в отношении $U:Si$.

Из минералов данной группы наиболее широко распространен кальций урсилит, который был нами встречен в зонах окисления рудопроявлений, расположенных в различных современных климатических зонах, от тундровых до пустынных, и в разнообразных породах — гранатах, кварцевых порфирах, эффузивах и известняках. В силикатных породах кальцийурсилит выделяется на кальците (рис. 5), глинистых минералах, лимоните (рис. 6), окислах марганца. Его образования отмечаются на уранофане, казолите, склововските, а также на корочках гиалита и хризоколлы. В известняках кальцийурсилит выделяется по трещинам породы в ассоциации с кальцитом. В аридных районах характерны такие вза-

Таблица 2
Химический состав минералов группы урсилита (%)

Оксиды	1		2			3	4	5	6	7	8	
	Обр. 1 ок	Обр. 2 ок	Обр. 203с	Обр. 203б	Обр. 203	Обр. Абеледо М. И. и др.	Обр. 103а Чер- никова А. А.	Обр. Хонеа Р.	Обр. Утер- бриджа В. Ф. и др.	Обр. Тархановой Г. А.	Обр. Мак-Бер- ней Г. С. и Мурдоха И.	
	Черникова А. А.		Черникова А. А.									
UO ₂	49,59	49,56	49,80	50,40	50,57	46,80	50,32	39,80	51,50	51,66	50,48	52,80
SiO ₂	28,20	28,40	26,67	26,92	26,90	25,70	26,80	23,10	33,60	34,43	33,49	33,10
Na ₂ O	1,43	1,19	—	Нет	Нет	—	Нет	0,70	0,70	1,44	1,49	—
K ₂ O	1,70	1,73	—	»	»	—	»	3,40	5,50	4,91	4,43	—
CuO	—	—	—	—	—	—	—	1,20	—	—	—	—
MgO	2,75	2,54	1,55	2,49	0,75	—	6,72	—	—	—	—	—
CaO	3,40	3,60	6,67	6,32	5,75	6,90	0,79	1,10	1,10	0,92	0,94	5,40
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—	1,40	—	—	—
H ₂ O ⁺	4,20	3,89	5,83	14,70	6,90	19,60	14,90	7,00	5,50	6,64	9,26	8,70
H ₂ O ⁻	8,40	8,80	8,33	—	8,83	—	—	—	1,10	—	—	—
PbO	Нет	Нет	—	—	—	—	—	11,40	—	—	—	—
MnO	—	—	—	—	—	—	—	0,20	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	Нет	Нет	—	—	0,24	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0,97	0,97	0,27	0,14	0,13	—	—	0,30	0,10	—	—	—
MoO ₃	—	—	—	—	—	—	—	7,20	—	—	—	—
CO ₂	Нет	Нет	—	—	—	—	—	—	0,30	—	—	—
SO ₃	»	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	»	»	—	—	—	—	—	—	—	1,60	1,70	—
V ₂ O ₅	»	»	—	—	—	—	—	0,60	—	—	—	—
Нераств. ос- таток	»	»	—	—	—	—	—	2,90	—	—	—	—
Сумма	100,61	100,59	99,12	100,96	100,13	99,00	99,53	98,90	101,30	101,60	101,79	100,00

Примечание. 1. Урсилит, новые данные, аналитик О. В. Крутецкая (Mg, Ca, Na₂, K₂)₄(UO₂)₄(Si₂O₆)_{5,5}(OH)₈·13,5H₂O. 2. Кальций урсилит, [9]. Ca₄(UO₂)₄(Si₂O₆)₅(OH)₈·15H₂O. 3. Ранкилит, [11]. Ca₃(UO₂)₄(Si₂O₆)₆(OH)₈·22H₂O. 4. Магнийурсилит, [9]. Mg₄(UO₂)₄(Si₂O₆)₅(OH)₈·20H₂O. 5. Гастунит, [14]. (K₂, Ca, Cu, Na₂)₂(UO₂)₄(Si₂O₆)_{5,5}(OH)·10,5H₂O. 6. Уиксит, [17]. K₂(UO₂)₂(Si₂O₆)₈·4H₂O. 7. Уиксит, [8]. K₂(UO₂)₂(Si₂O₆)₃·4H₂O. 8. Хейвиит, [12]. Ca(UO₂)₂(Si₂O₆)₃·5H₂O.

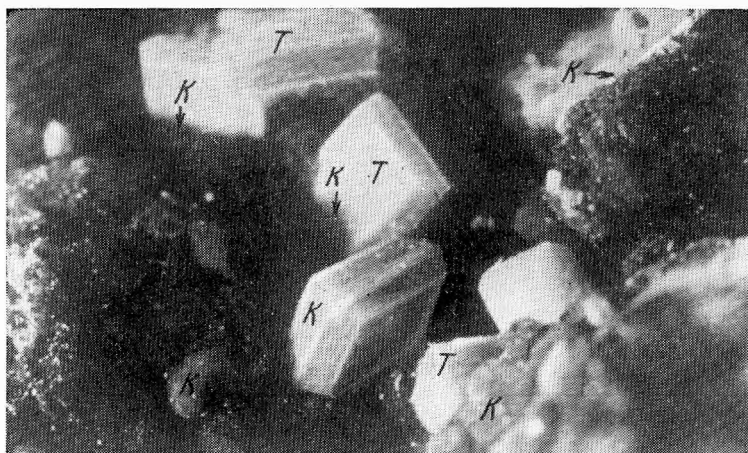


Рис. 1. Выделение торбернита (т) на казальте (к). Увел. 10

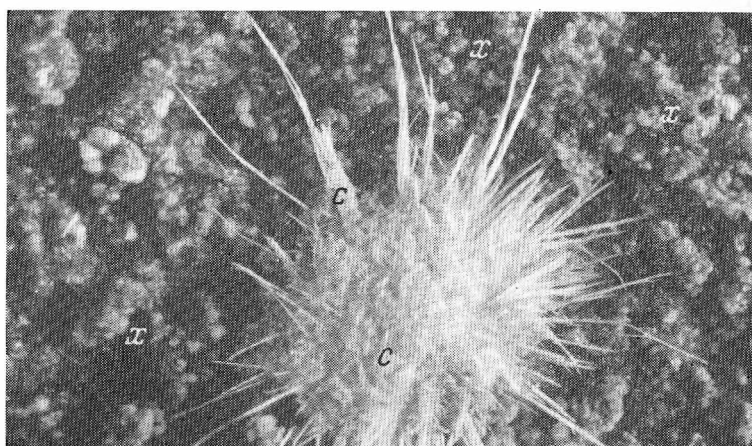


Рис. 2. Выделение склодовскита (с) на хризокolle (х). Увел. 15

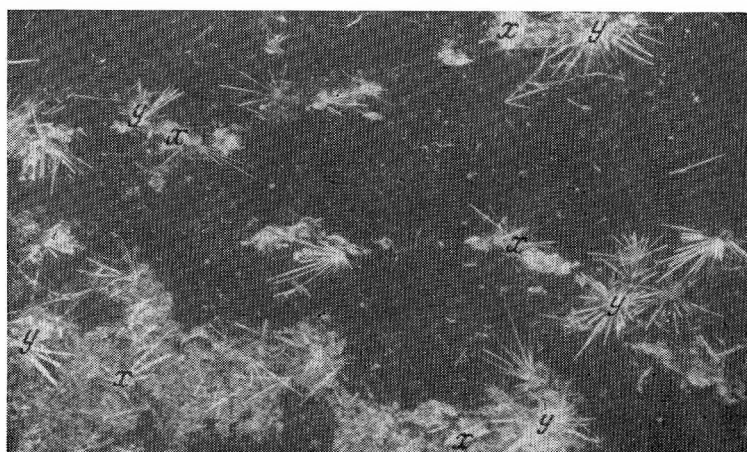


Рис. 3. Выделение уранофана (у) на хризокolle (х). Увел. 5

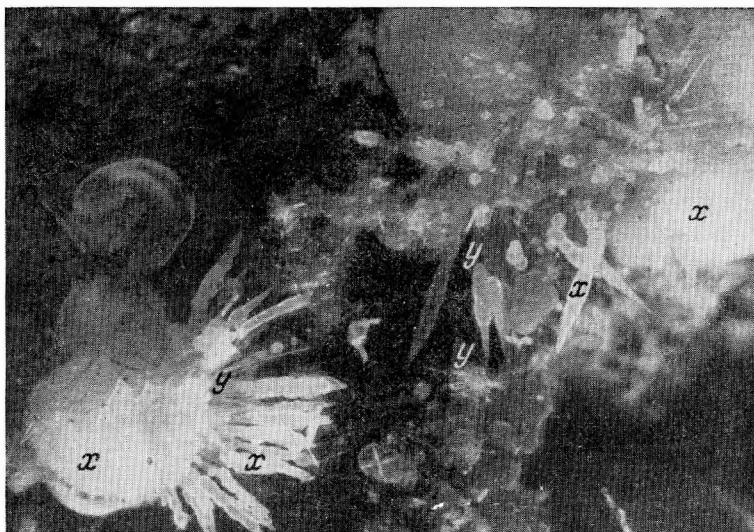


Рис. 4. Выделение хризоколлы (x) на уранофане (y) и уранофана (y) на хризоколле (x). Увел. 7

имоотношения минерала с кальцитом и гипсом, когда налеты кальций-урсилита отлагаются на корках гипергенного кальцита и в свою очередь перекрываются налетами гипса (рис. 5).

Урсилит встречается в верхах зоны окисления только одного рудопроявления, залегающего в кварцевых порфирах аридного района. Он образует плотные и землистые линзообразные скопления по трещинам, выполненным глинистым материалом.

Магнийурсилит обнаружен также в верхах зоны окисления только одного рудопроявления, залегающего в кварцевых порфирах аридного района. Он выделяется по трещинам вмещающих пород, выполненных доломитом, отлагаясь на гиалите, доломите, глинистых минералах, склодовските. Корочки магнийурсилита часто перекрываются налетами гипса.

Уиксит и хейвиит нами встречен в очень ограниченных количествах на рудопроявлениях, залегающих в гранитах, кварцевых порфирах и в четвертичных рыхлых отложениях. В интрузивных породах уиксит обнаружен в зоне окисления рудопроявлений в виде тонких налетов желтых пластинок в ассоциации с глинистыми минералами, кальцитом, гипсом и фосфуранкальцилитом. Он наблюдается только в приповерхностных горизонтах, где развиты также шрекингерит, болтвудит, уранофан и казолит. Хейвиит отмечается значительно реже уиксита в тех же ассоциациях, что и уиксит на выходах рудных тел аридных районов. В рыхлых четвертичных суглинках уиксит и хейвиит в ассоциации с ближе неопределенными карбонатами уранила нами обнаружен в кровле карбонатных стяжений, залегающих в основании суглинков. Суглинки над карбонатными стяжениями интенсивно загипсованы. В загипсованных суглинках минералы урана отсутствуют.

Уиксит из штата Юта (США) развит в прожилках опала и в цементе туфогенного песчаника, а также в гальке карбонатного конгломерата в виде радиально-лучистых агрегатов тонкозернистого сложения [17]. Хейвиит из Калифорнии (США) обнаружен в ассоциации с метаксейвиитом в гранитах и озерных осадках [12].

Гастунит нами не наблюдался. В штатах Аризона и Техас (США) он образует радиально-лучистые агрегаты на халцедоне и в пустотах



Рис. 5. Выделение кальцийурсилита (у) на кальците (к) и гипса (г) на кальцийурсилите. Natural size



Рис. 6. Выделение кальцийурсилита (у) на лимоните (л). Увел. 3

туфолов, а также псевдоморфозы по настурану, находясь в тесной ассоциации с вольфенитом, ванадинитом, купритом, лимонитом, уранофаном и складовскитом [14].

Ранкилит, аналогичный одному из образцов кальцийурсилита, встречается в Аргентине в ассоциации с кальцитом, гипсом и лимонитом [11].

Следует подчеркнуть частую ассоциацию минералов группы урсилита с кальцитом и гипсом, а также постоянство определенной последова-

тельности их выделения — после кальцита, но перед гипсом. Эти взаимоотношения, наблюдаемые нами на многих месторождениях и рудопроявлениях, очевидно, свидетельствуют об образовании минералов группы урсилита в период смены нейтральной или слабощелочной гидрокарбонатной обстановки, в которой отлагался кальцит, на более щелочную сульфатную или сульфатно-хлоридную среду, благоприятную для отложения гипса. Очевидно изменение физико-химической обстановки в зоне гипергенеза явилось следствием климатических изменений в районе месторождений и рудопроявлений, на которых развиты силикаты группы урсилита.

В СССР все рудопроявления с отмеченной последовательностью выделения минералов встречались в аридных районах с длительной историей континентального развития, в течение которого климатические условия претерпели значительную эволюцию. В дочетвертичную и раннечетвертичную эпохи климат этих районов был влажным и прохладным. Об этом свидетельствует широкое распространение карбонатных отложений в неогеновых и нижнечетвертичных осадках. Только после ксеротермической эпохи в этих районах наступил сухой и жаркий климат, с которым связывается загипсование почв.

Наблюдавшаяся последовательность минералообразования может быть интерпретирована следующим изменением геохимической обстановки в зоне окисления изучавшихся месторождений. В раннюю влажную и прохладную эпоху геологического развития рудного района в зоне окисления урановых рудопроявлений и месторождений существовала почти нейтральная гидрокарбонатная геохимическая обстановка, в которой отлагался кальцит и силикаты уранила группы уранофана из растворов с отношением урана к кремнию, близким к единице. В переходный период от влажного к жаркому аридному климату гидрохимическая обстановка в зоне окисления изменилась на сульфатную и сульфатно-хлоридную среду с увеличением количества кремния в подземных водах с сохранением или понижением содержания урана, так как первичные урановые минералы к этому времени были окислены, а силикаты группы уранофана являются устойчивыми минералами в зоне гипергенеза. Из растворов с отношением урана к кремнию меньше единицы формировались силикаты группы урсилита. По мере засоления подземных вод и уменьшения содержания урана в них, очевидно, в наиболее щелочной сульфатно-хлоридной обстановке, характерной для большинства современных аридных областей, отлагался гипс.

Таким образом, среди силикатов уранила выделяются три группы минералов, характеризующихся своеобразными кристаллохимическими особенностями и физико-химическими условиями образования.

Группа соддиита объединяет минералы, в которых отношение $U : Si$ изменяется от 4 : 1 до 2 : 1. Они образуются на начальной стадии окисления настуран-коффинитовых жил и прожилков или после формирования основной массы гидроокислов уранила при окислении плотных мономинеральных выделений настурана или уранинита. Основным условием образования минералов группы соддиита является высокое содержание урана в растворе и значительное его преобладание над кремнием.

Минеральные группы с отношением урана к кремнию, равным единице, формируются в почти нейтральной или слабощелочной гидрокарбонатной и сульфатно-гидрокарбонатной обстановке, очевидно, из растворов с отношением урана к кремнию, близким к единице. В составе минералов отсутствует оксоний, ранее вводимый в формулу этих силикатов. Особенности образования и распространенность того или иного минерального вида группы объясняются сочетанием физико-химических условий зоны окисления урановых месторождений и особенностями строения уранил-силикатных комплексов.

И, наконец, минералы группы урсилита кристаллизуются после силикатов группы уранофана в щелочной гидрокарбонатно-сульфатной или сульфатно-хлоридной среде, вероятно, из растворов с отношением урана к кремнию ниже единицы, в период смены климатических условий в районе их формирования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеева М. А., Ц. Л. Амбарцумян, Л. Н. Белова, Е. В. Копченова, В. А. Поликарпова, А. А. Черников и др. Кальцийурсилит и магнийурсилит.— В кн.: Труды Второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1958. Докл. советских ученых, т. 3. Атомиздат, 1959.
2. Батулин С. Г., Е. А. Головин, А. А. Черников и др. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. Атомиздат, 1965.
3. Макеева В. И. Кристаллическая структура склодовскита.— Докл. АН СССР, 1959, 124, № 3.
4. Мокеева В. И. О структуре склодовскита.— Кристаллография, 1964, 9, № 2.
5. Мокеева В. И. О кристаллической структуре казолита.— Кристаллография, 1964, 9, № 5.
6. Сидоренко Г. А., Мороз И. Х., И. Г. Жильцова. К кристаллохимии силикатов уранила.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, ч. 104, вып. 5, 1975.
7. Сидоренко Г. А., И. Г. Жильцова, В. И. Лудиков. Механизм осаждения и условия устойчивости соднита как минеральной фазы.— В кн.: Радиоактивные элементы в геологических процессах. Душанбе, 1975.
8. Тарханова Г. А., Г. А. Сидоренко, И. Х. Мороз. Первая в СССР находка минерала группы вииксита.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, ч. 104, вып. 5, 1975.
9. Черников А. А., О. В. Крутецкая, В. Д. Сидельникова. Урсилит — новый силикат урана.— В кн.: Вопросы геологии урана. Атомиздат, 1957.
10. Черников А. А., Д. П. Шашкин, И. Н. Гаврилова. Натриевый болтвудит.— Докл. АН СССР, 1975, 221, № 1.
11. Abeledo M. Y. et al. Rançuilite, a calcium uranyl silicate.— Amer. Mineralogist, 1960, 45, N 9/10.
12. Mc Burney T. C., Y. Murdoch. Heiweete, a new uranium mineral from California.— Amer. Mineralogist, 1959, 44, N 7/8.
13. Huynen A. M. et al. Crystal structure de la kasolite.— Bull. cl. sci. Acad. Roy. Belgique, 1963, ser. 5, 49, 192.
14. Honea R. M. New data on gastunit, an alkaly uranyl silicate.— Amer. Mineralogist, 1959, 44, N 9/10.
15. Kato Toshio, Miura Yasunori. Cell dimension of boltwoodite.— Min. J., 1974, 7, N 4.
16. Legros J-P. et al. Sur un silicate d'urayle, isomorphe du germanate d'uranyle et sur les solutions solides correspondantes.— Bull. Soc. chim. France, 1972, 18, 92330.
17. Outerbridge W. F. et al. Weeksite, a new uranium silicate from the Thomas Range, Juab County, Utah.— Amer. Mineralogist, 1960, 45, N 1/2.
18. Schoep A. La soddite, nouveau minéral radioactif.— C. r. Acad. sci. Paris, 1922, 170, 1066.
19. Schoep A. Les minéraux du gîte uranifère du Katanga.— Ann. Musée Congo Belge, 1930, Ser. I. I. fasc. 2, 20.
20. Smith D. K., J. W. Gruner, W. N. Lipscomb. The crystal structure of uranofane.— Amer. Mineralogist, 1957, 42, N 9—10.
21. Smith D. K., T. V. Stohl. The crystal structures of uranophane and beta-uranophane.— Amer. Mineralogist, 1972, 57, N 1—2.
22. Thoreau J. et al. Le gîte d'uranium de Schinkolobve.— Mem. Inst. Roy. colon. belg., 1933, 11, fasc. 1.
23. Walenta K. Haiweete (gastunit) von Badgastein.— Neues Jahrb. Mineral., Monatsh., 1960, N 2.

Э. М. СПИРИДОНОВ, ШАПУР ХАМИД

ПИРРОТИН ПОЗДНЕОРДОВИКСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

В пределах раннекаледонской Селеты-Степнякской складчатой области широко развиты интрузивы гранитоидов сининверсионного позднеордовикского кыркудукского тоналит-гранодиоритового комплекса, с которыми связаны разнообразные контактово-метаморфические и послемагматические гидротермально-метасоматические образования. Многие из них содержат пирротин. Пирротин месторождений Северного Казахстана до настоящего времени детально не изучался.

Как известно [5, 6, 12 и др.], пирротин может являться индикатором условий формирования горных пород и руд. Представилось интересным провести исследования пирротина в единой геологически разновозрастной серии, включающей в порядке формирования на фоне понижающейся температуры контактовые роговики; скарны; листвениты и сопутствующие кварцеворудные жилы; кварц-карбонатные жилы (табл. 1). Результаты этого исследования составляют содержание статьи.

Таблица 1

Последовательность формирования послемагматических образований кыркудукского тоналит-гранодиоритового комплекса Северного Казахстана

Метасоматические, в том числе рудные образования	Приблизительная оценка $T^{\circ}C$ формирования	Наличие пирротина	Изученные месторождения с пирротинном
Силикатные и известково-силикатные роговики	600—750	±	Ичкеульмес Аксу Ирмовский
Скарны, в том числе железорудные	450—550	±	Кузган
Гидросиликатные скарны	400—500	—	—
Пропилиты и кварц-эпидотовые жилы	350—450	—	—
Листвениты, березиты	300—400	±	Жана-Тюбе
Карбонат-кварцевые жилы с рудной минерализацией	200—350	±	Жана-Тюбе Джеламбет Аксу Новоднепровка
Хлорит-кварц-карбонатные жилы с сурьмяной минерализацией	≤ 285	±	Бестюбе
Цеолитизированные породы и карбонат-цеолитовые жилы	150—250	—	—

Примечание. Температура формирования определена по данным гомогенизации газовой-жидких включений в кварце, эпидоте, гранате, а для роговиков — по составу сосуществующих минералов.

Методика исследований. Пирротин изучался микроскопически с использованием метода магнитной коллоидальной суспензии [1]. Суспензия была изготовлена по методу Ветошкина и др. [2]. Характерные участки, покрытые суспензией, фотографировались. Количественные соотношения моноклинного и гексагонального пирротина в их сростаниях определялись путем вырезания контуров той или другой фазы на фото-

графиях размером 24×30 см и их взвешивания. Точность определения $\pm 5-10\%$ (отн.). Химический состав пирротина определен с помощью электронного микронзонда JXA-50A, эталон — синтетический FeS, методика расчета стандартная, аналитик Г. П. Кудрявцева (кафедра минералогии, геологический факультет МГУ), точность определения $\pm 2\%$ (отн.). Часть анализов выполнена с помощью микронзонда JXA-5, 25 кВ, эталоны — химически анализированные FeS_2 и CuFeS_2 , аналитик Э. М. Спиридонов. Некоторые анализы продублированы и при этом получено весьма удовлетворительное совпадение результатов:

Прибор	Сел-12-75		Ж-5в-70	
	JXA-50A	JXA-5	JXA-50A	JXA-5
Fe	60,57	60,10	60,18	59,84
S	40,57	40,26	40,16	40,31
Сумма	101,14	100,36	100,34	100,15

Выделялись монофракции пирротина для спектрального и рентгенометрического анализа. Съемка рентгенограмм проведена на дифрактометре УРС-50 ИМ со сцинтилляционным счетчиком, Cu — антикатод, внутренний эталон особо чистый NaCl, $a = 5,640$ Å. Индексирование рентгенограмм гексагонального пирротина и троилита проведено по аналогии с данными атласа Пикока [7], моноклинного пирротина — по аналогии с данными Р. С. Эрда, Г. Т. Эванса, Д. Г. Ричи [9]. Количественные соотношения разных фаз пирротина определены по дифрактограммам по аналогии с данными Р. Г. Арнольда [6]. Состав гексагонального пирротина определялся также по величине d_{102} [5, 10, 11]. Параметры элементарной ячейки рассчитаны методом наименьших квадратов по величинам межплоскостных расстояний отражений, помеченных звездочкой в соответствующих таблицах, с условием $\frac{1}{d^2_{\text{изм}}} - \frac{1}{d^2_{\text{расч}}} \leq 0,003$. Параметры ячейки для моноклинного пирротина рассчитаны в псевдогексагональной установке.

Содержания Ni и Co в пирротине определены количественным спектральным анализом (Л. Л. Ривкина, МГУ). Приближенный количественный спектральный анализ выполнен в ЦХЛ ЦКТГУ (г. Караганда). С целью изучения деталей внутреннего строения для части образцов проведена съемка методом одноступенчатых самооттененных угольных реплик (угол отнения 30°) на просвечивающем электронном микроскопе ЭВМ-100Л при инструментальном увеличении 10 000—20 000.

Пирротин контактовых роговиков

Пирротин широко развит в экзоконтактовых роговиках интрузивов крыккудукского комплекса: Селетинского (участок Ичкеульмес), Южно-Аксуйского (участок Аксу), Куртукульского (участок Ирмовский) и других. Ниже дается описание условия нахождения и результаты исследования пирротинизов из вышеуказанных участков.

Ичкеульмес. Участок Ичкеульмес расположен в юго-западном контакте Селетинского интрузива адамеллитов и гранодиоритов. Контактному метаморфизму подверглись осадочные породы верхов ишкеольмесской свиты раннего кембрия, представленные линзовидно переслаивающимися кварцевыми и граувакковыми песчаниками, алевритами, фтанитами, кремнисто-карбонатными породами, туффитами с линзами известняков, углистых известняков, доломитов, глинисто-углистых пород, сидеритов. Осадочные породы обогащены серой (до 1 вес. %), углистым

веществом; менее — фосфором и ванадием; бедны железом (за исключением сидеритов и туффитов базальтового состава).

Песчаники и алевролиты превращены в биотит-плагноклаз-кварцевые роговики. Разновидности их, содержащие в цементе карбонат, превращены в роговики с гранатом андрадит-гроссулярового состава: по данным химических анализов — гроссуляр 67,3% (64,3—70,4), андрадит 25,3% (23,3—27,2); спессартин 0,2% (сл.—0,3); альмандин 1,2% (0,6—1,9), пироп 6,0 (5,7—6,3). Рудные минералы в роговиках представлены магнетитом и пирротинном. Пирротина особенно много (до 2—3%) в гранатсодержащих роговиках, где зерна пирротина размером от сотых долей миллиметра до 2 мм выполняют промежутки между другими минералами.

Кремнисто-карбонатные породы с линзами углеродистых известняков и доломитов превращены в известково-силикатные роговики и силикатные мраморы, состоящие в основном из кальцита, волластонита, граната и диопсида. Вдоль границ линз мраморов среди известково-силикатных и силикатных роговиков развиты каймы волластонитовых или гранат-волластонитовых роговиков. Гранат в этих породах, по данным химических анализов, имеет существенно гроссуляровый состав; гроссуляр 79,4% (78,4—80,7); андрадит 14,2% (11,0—16,2); спессартин 0,3% (сл.—0,8); альмандин 1,8% (сл.—5,4); пироп 4,3% (2,1—5,4). Главным рудным минералом известково-силикатных роговиков является относительно крупнозернистый (8—10 мм) пирротин. Количество его обычно около 0,5%. Особо много пирротина (до 5—10%) в каймах волластонитовых роговиков. Пирротин обычно выполняет промежутки между таблицами волластонита.

Изучение пирротина проводилось в образцах из участков роговиков, где отсутствуют наложенные гидротермальные процессы и дайки.

В других участках контактов Ичкеульмес на роговики наложены скарново-рудные процессы. Скарны сложены в основном гранатом. Ранние гранаты, по данным химических анализов, имеют гроссуляр-андрадитовый состав: гроссуляр 39,0% (11,4—61,8); андрадит 51,1% (30,9—70); спессартин 1,8% (0,3—2,5); альмандин 5,8% (3,1—16,1); пироп 1,3% (сл.—3,9). Поздние гранаты имеют существенно андрадитовый состав: гроссуляр 4,5% (0,3—11,4); андрадит 93,6% (84—96,2); спессартин 0,6% (0,5—0,8); альмандин 0,8% (сл.—2,7); пироп 0,5% (сл.—1,5). С поздними гранатами ассоциируют халькопирит, мушкетовит, магнетит, гематит, пирит и другие рудные минералы. Пирротин в скарнах отсутствует.

Пирротин силикатных роговиков Ичкеульмеса, не подвергавшийся воздействию позднейших гидротермальных растворов, представлен преимущественно моноклинной фазой. Количество гексагональной фазы составляет, по данным магнитной порошкографии, около 10 об. %, а по данным рентгеновской дифрактометрии 0—15%. Выделения пирротина представляют агрегат пластинчатых зерен моноклинной фазы, в которых согласно «залегают» пластинчатые домены гексагональной фазы размером в среднем $0,2 \times 0,01$ мм. Обычно домены гексагональной фазы распределены в зернах моноклинной фазы равномерно. Размер доменов последней в определенной степени увеличивается с увеличением размера зерен матрицы. Химический состав моноклинного пирротина: Fe 59,84 вес. %, S 40,72%, сумма 100,52%; Fe 60,35%, S 40,11%, сумма 100,46%; Fe 60,15%, S 40,22%, сумма 100,37%, что отвечает формулам $Fe_{0,8427} S$ (45,8 ат. % Fe); $Fe_{0,8639} S$ (46,3 ат. % Fe); $Fe_{0,8586} S$ (46,2 ат. % Fe). Средний его состав 46,1 ат. % Fe. Состав гексагонального пирротина определить достоверно не удалось из-за чрезвычайно малого размера его выделений.

Рентгенограмма пирротина Сел-17-65 приведена в табл. 2. Особенностью моноклинного пирротина роговиков является пониженная ин-

Таблица 2

Рентгенограммы и параметры элементарной ячейки моноклинного пирротина месторождений Северного Казахстана

Вещающие образцы	Силикатные роговики			Листвениты			Кварцевая рудная жила в туфах дацитов			Кварцевая рудная жила в габброидах			
	Ичкеульмес, Сел-17-75			Жана-Тюбе, Ж-4а-68			Жана-Тюбе, Ж-11/24-70			Джеламбет, Д-1042/2			
Участок, образец	<i>hkl</i>	<i>I</i>	$d_{\alpha}^{\text{изм}}$	$d_{\alpha}^{\text{рас}}$	<i>I</i>	$d_{\alpha}^{\text{изм}}$	$d_{\alpha}^{\text{рас}}$	<i>I</i>	$d_{\alpha}^{\text{изм}}$	$d_{\alpha}^{\text{рас}}$	<i>I</i>	$d_{\alpha}^{\text{изм}}$	$d_{\alpha}^{\text{рас}}$
001.	10	5,74	5,70	15	5,72	5,70	20	5,76	5,70	20	5,74	5,70	
+	20	5,29		15	5,28		20	5,28		10	5,26		
100*	45	2,98	2,974	70	2,97	2,976	60	2,96	2,976	80	2,96	2,978	
002		X	2,850	30	2,83	2,848		X	2,850		X	2,847	
+	5	2,70		5	2,70		10	2,70		10	2,69		
101*	50	2,64	2,637	70	2,63	2,638	90	2,63	2,638	90	2,63	2,639	
+	10	2,27		40	2,25		10	2,26		20	2,25		
+				10	2,20		5	2,20		10	2,20		
+	20	2,16		10	2,15		5	2,15		10	2,15		
102*	100	2,060	2,058	100	2,055	2,058	100	2,056	2,058	100	2,059	2,058	
+	5	2,011		4	2,013		5	2,012		5	2,009		
+	15	1,946								5	1,943		
+	5	1,910		4	1,915					4	1,912		
110*	60	1,716	1,717	70	1,719	1,718	70	1,716	1,718	80	1,718	1,719	
103*	20	1,606	1,602	10	1,603	1,601	20	1,604	1,601	10	1,604	1,601	
200*	5	1,487	1,487	5	1,489	1,488	10	1,488	1,488	4	1,489	1,489	
112*	5	1,472	1,471	5	1,467	1,471	6	1,471	1,472	4	1,469	1,472	
201*	20	1,438	1,439	20	1,438	1,439	20	1,438	1,440	20	1,441	1,441	
004*	20	1,422	1,425	50	1,423	1,424	60	1,423	1,425	60	1,421	1,424	
202*	30	1,318	1,318	30	1,318	1,319	30	1,319	1,319	40	1,319	1,319	
104*	15	1,286	1,285	4	1,284	1,284	20	1,283	1,285	4	1,285	1,284	
+	5	1,230		4	1,233		5	1,229		4	1,227		
203*	7	1,171	1,171	5	1,174	1,171	5	1,172	1,172	8	1,173	1,172	
114*	9	1,097	1,097	10	1,097	1,097	8	1,099	1,097	15	1,096	1,096 ₅	
<i>a</i> , Å		3,434 ₅			3,437			3,436 ₅			3,439		
<i>c</i> , Å		5,701			5,697			5,700 ₅			5,695		

Примечание. + — сверхструктурные отражения, X — перекрыто отражением 200 NaCl.

тенсивность отражений 100, 101, 110. Рассчитанные параметры псевдогексаксальной ячейки: $a=3,434_5$ Å; $c=5,701$ Å.

Пирротин известково-силикатных роговиков, по данным магнитной порошкографии, состоит примерно из равных частей моноклинной и гексагональной фаз. Значительная часть зерен имеет зональное строение: центральная часть сложена моноклинной фазой, внешняя — гексагональной фазой. Внешняя форма зерна и форма выделения моноклинной фазы подобны (рис. 1). Кроме того, наблюдаются более мелкие зерна пирротина, сложенные только гексагональной фазой. Эти соотношения указывают на то, что центральные части зональных зерен сложнее

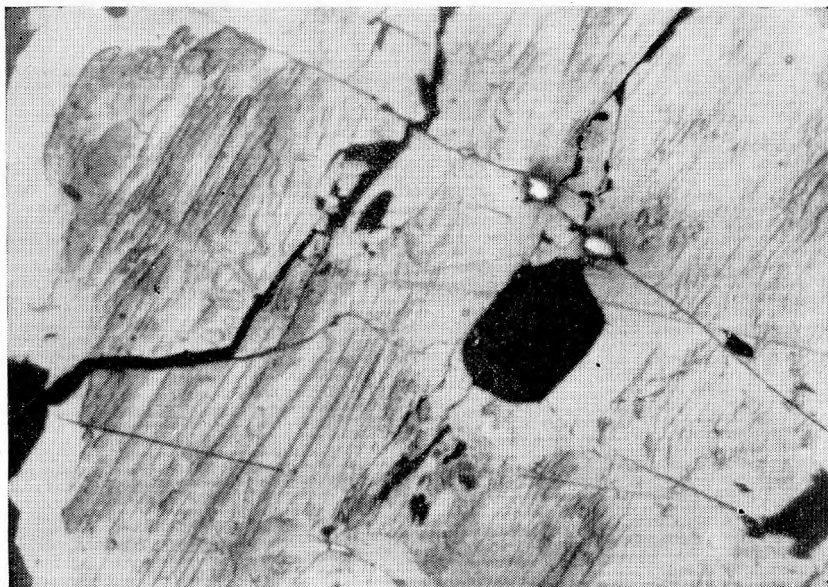


Рис. 1. Сrostок нескольких зерен пирротина в известково-силикатных роговиках Ичке-ульмеса, Сел-166-65. Полированный шлиф, покрытый магнитной суспензией, увел. 40

Центральная часть каждого зерна сложена моноклинным пирротинном (темно-серый), внешняя — гексагональным пирротинном (светло-серый)

ны пирротинном первого зарождения, краевые их части — пирротинном второго зарождения. Выделения моноклинной фазы состоят из пластинчатых доменов толщиной 0,05—0,1 мм. Химический состав пирротиннов (обр. Сел-12-75): моноклинной фазы Fe 60,10 вес.%, S 40,26%, сумма 100,36%, что отвечает формуле $Fe_{0,8571}S$ (46,2 ат. % Fe); гексагональной фазы Fe 61,35%, S 38,84%, сумма 100,19%, что отвечает формуле $Fe_{0,9069}S$ (47,6 ат. % Fe).

Аксу. Участок Аксу расположен в южном экзоконтакте Южно-Аксуйского интрузива кварцевых лейкогаббро-норитов, кварцевых диоритов и плагиигранитов. Контактному метаморфизму подвергались карбонатно-терригенные породы средней толщи аксуйской серии среднего — позднего кембрия. Они представлены линзовидно-слоистыми известняками, кремнистыми известняками, глинисто-кремнистыми известняками, туфогенными алевролитами. Осадочные породы содержат заметное количество серы (до 0,5%). Они превращены в роговики амфибол-роговиковой фации. Пирротин относительно широко развит в линзах мраморов и известково-силикатных роговиков, состоящих в основном из диопсида,grossуляра, кальцита; менее широко — во вмещающих их силикатных роговиках. Чаще пирротин выполняет жилочки мощностью 0,5—2 мм, расположенные поперек удлинения линз известково-силикатных роговиков и не выходящих за их пределы. Иногда вместе с пирротинном в этих жилках присутствует кальцит. В этих случаях пирротин в них представлен гексагональными пластинчатыми кристаллами до $6 \times 6 \times 2$ мм.

В основном пирротин представлен моноклинной фазой (около 90%). Удлиненные его зерна сложены уплощенными линзами (шириной до 1 мм) моноклинной фазы, небольшие промежутки между которыми выполнены гексагональной фазой.

Химический состав моноклинного пирротина (обр. А-96-75): Fe 60,62 вес.%, S 41,40%, сумма 101,02%, Fe 60,21%, S 41,11%, сумма

101,32%; Fe 60,08%; S 39,89%, сумма 99,97%; Fe 60,06%, S 39,79%, сумма 100,85%, что отвечает формулам $Fe_{0,8407} S$ (45,7 ат.% Fe); $Fe_{0,8409} S$ (45,7%); $Fe_{0,8647} S$ (46,4%); $Fe_{0,8810} S$ (46,8 ат.% Fe). Средний состав минерала характеризуется 46,2 ат.% Fe. Гексагональная фаза не анализировалась из-за весьма малого размера выделений.

Ирмовский. Участок Ирмовский расположен в северо-западном экзоконтакте Куртукульского интрузива кварцевых диоритов и гранодиоритов. Контактному метаморфизму подверглись граувакковые породы раннего — среднего ордовика и туфы базальтового состава среднего ордовика. Биотитовые роговики, развивающиеся по осадочным породам, содержат тончайшую вкрапленность магнетита, ильменита и пирротина, главным образом моноклинного. Ороговикованные туфы базальтового состава содержат мелкую вкрапленность 0,1—1 мм и прожилковидные скопления пирротина. Отдельные зерна его представляют гексагональную фазу. Однако большая часть выделений представляет срастания зерен гексагональной фазы с включениями мелких линз и пластинок толщиной 0,01—0,05 мм моноклинной фазы.

Химический состав гексагонального пирротина (обр. С-3а-75): Fe 62,68 вес.%, S 37,33% сумма 100,01%; Fe 63,14%, S 38,00%, сумма 101,14%; Fe 63,05%, S 36,79%, сумма 99,84%; Fe 63,44%, S 38,42%, сумма 101,86, что отвечает формулам $Fe_{0,9640} S$ (49,1 ат.% Fe); $Fe_{0,9539} S$ (48,8 ат.% Fe); $Fe_{0,9840} S$ (49,6 ат.% Fe); $Fe_{0,9480} S$ (48,7 ат.% Fe); средний состав отвечает 49,05 ат.% Fe. Химический состав моноклинного пирротина Fe 61,28%, S 39,86%, сумма 101,14%; Fe 60,49%, S 39,73%, сумма 100,22%; Fe 60,36%, S 39,70%, сумма 100,06%, что отвечает формулам $Fe_{0,8827} S$ (46,9 ат.% Fe); $Fe_{0,8741} S$ (46,6 ат.% Fe); $Fe_{0,8730} S$ (46,6 ат.% Fe), средний состав 46,7 ат.% Fe.

Кроме того, микроанализом установлено наличие троилита, выделения которого визуальны не отличимы от гексагонального пирротина: Fe 64,03 вес.%, S 35,99%, сумма 100,02%, то отвечает формуле $Fe_{1,022} S$ (50,5 ат.% Fe).

Пирротин скарнов

Пирротин по нашим наблюдениям является характерным позднескарновым минералом железорудных месторождений Северного Казахстана — Атансор, Кузган и др. Детально изучался пирротин только из месторождения Кузган.

Кузган. Экзоконтактовые скарны Кузгана являются послемагматическими образованиями интрузива кварцевых диоритов-тоналитов. Скарны имеют гранат-пироксеновый или существенно пироксеновый состав. Пироксен представлен, по данным химических анализов, главным образом ферросалитом $Ca_{50,9} Mg_{11,2} Fe_{37,9}$. Основная масса магнетитовых руд возникла при замещении пироксеновых скарнов. С магнетитовыми рудами иногда ассоциируют гнезда длиннопризматического геденбергита $Ca_{50,2} Mg_{9,1} Fe_{40,7}$, промежутки между зернами которого выполнены пирротинном, кальцитом и халькопиритом. Кроме того, пирротин местами цементирует зерна магнетита в мелкозернистых массивных железных рудах. Изучался пирротин из гнезд геденбергита.

Размер выделений пирротина в геденбергитовых скарнах достигает 10 мм. Они сложены агрегатами различно ориентированных пластинчатых зерен. Количественно резко преобладает гексагональная фаза 85—90%. Моноклинная фаза представлена равномерно распределенными пластинчатыми выделениями размером $0,2 \times 0,01$ мм (чаще), изредка до $0,7 \times 0,08$ мм. Более крупные пластины моноклинной фазы состоят из микродоменов, ориентированных почти поперек удлинения пластины, что хорошо видно на фотографии, сделанной с помощью электронного микроскопа (рис. 2). Средняя толщина микродоменов моноклинной фа-



Рис. 2. Пластинчатое выделение моноклинного пирротина (светло-серое, расположенное наискось) среди матрицы гексагонального в скарнах Кузгана, Куз-1а-70. Пластина моноклинного пирротина состоит из микродоменов, ориентированных почти поперек ее удлинения. Снято на электронном микроскопе (угольная реплика), увел. 13 000

зы 500—1000 Å. Наблюдения под электронным микроскопом показали, что в отдельных участках в массе пирротина присутствуют мелкие 0,001 мм метакристаллы пирита.

Химический состав гексагонального пирротина (обр. Куз-1а-70): Fe 61,48 вес.%, S 38,17%, сумма 99,65%; Fe 61,06%, S 38,15%, сумма 99,21%; Fe 61,01%, S 38,42%, сумма 99,43%, что отвечает формулам $\text{Fe}_{0,9248} \text{S}$ (48,0 ат.% Fe); $\text{Fe}_{0,9190} \text{S}$ (47,9 ат.% Fe); $\text{Fe}_{0,9117} \text{S}$ (47,7 ат.% Fe); средний состав гексагонального пирротина отвечает 47,85 ат. % Fe. Химический состав моноклинного пирротина: Fe 58,95%, S 39,36%, сумма 98,31%; Fe 59,42%, S 39,46%, сумма 98,88%, что отвечает формулам $\text{Fe}_{0,8600} \text{S}$ (46,2 ат.% Fe); $\text{Fe}_{0,8646} \text{S}$ (46,4 ат. %). Средний состав моноклинного пирротина отвечает 46,3 ат. % Fe.

Рентгенограмма пирротина Кузгана приведена в табл. 3. По рентгенометрическим данным, количество моноклинной фазы менее 15%; состав гексагональной фазы ($d_{102}=2,068 \text{ Å}$) — 47,55 ат.% Fe. Параметры элементарной ячейки гексагонального пирротина $a=3,451 \text{ Å}$, $c=5,747 \text{ Å}$.

Пирротин лиственитов и связанных с ними кварцеворудных жил

Пирротин широко развит в околорудных метасоматитах месторождения Жана-Тюбе, кварцевых рудных жилах Жана-Тюбе, Джеламбета, наблюдается в некоторых рудных жилах Аксу и Новоднепровки. *Листвениты Жана-Тюбе*. Вдоль трещинных зон, выполненных кварцевыми рудными жилами, вмещающие вулканиты подверглись березитизации — лиственитизации. Среди вмещающих вулканитов преобладают туфы базальтов весьма основного состава (43,0—47,0% SiO_2), богатые железом и кальцием. Менее распространены вулканиты андезитового, дацитового и липарито-дацитового состава. Соответственно наиболее распро-

Таблица 3

Рентгенограммы и параметры элементарной ячейки гексагонального пирротина месторождений Северного Казахстана

Вмещающие образования	Геденбергитовый скарн			Кварцевая рудная жила среди туфов базальтов			Кварцевая рудная жила среди известково-силикатных роговиков		
	Кузган, Куз-1а-7о			Жана-Тюбе, Ж-4а-68			Аксу, А-16-75		
Участок, образец	Кузган, Куз-1а-7о			Жана-Тюбе, Ж-4а-68			Аксу, А-16-75		
hkl	I	da ^А _{изм}	da ^А _{рас}	I	da ^А _{изм}	da ^А _{рас}	I	da ^А _{изм}	da ^А _{рас}
001	5	5,82	5,75	5	5,80	5,75	5	5,82	5,76
100*	5	3,42		5	3,43		4	3,46	
	40	2,99	2,989	50	3,00	2,992	50	3,00	2,986
002	—	X	2,874	10	2,88	2,873		X	2,878
101*	60	2,65	2,652	70	2,64	2,654	30	2,64	2,650
102*	100	2,068	2,071	100	2,067	2,073	100	2,069	2,072
110*	50	1,723	1,726	60	1,726	1,728	50	1,720	1,724
103*	20	1,616	1,613	10	1,615	1,614	20	1,615	1,614
200*	4	1,493	1,494	10	1,496	1,496	5	1,493	1,493
201*	10	1,451	1,447	5	1,448	1,448	10	1,448	1,445
004*	20	1,436	1,437	10	1,436	1,437	20	1,436	1,439
202*	40	1,324	1,326	40	1,328	1,327	40	1,324	1,325
104*	5	1,295	1,295	10	1,296	1,295	10	1,298	1,296
a, Å	3,451			3,456			3,448		
c, Å	5,747			5,746			5,755		

Примечание. X — перекрыто отражением 200 NaCl.

странены апобазальтовые листвениты, которые, как правило, богаты пирротинном. Небольшим распространением пользуются аподацитовые и аполипаритовые березиты, содержащие из сульфидов лишь пирит.

Листвениты сложены агрегатами бурого и зеленого хлорита-рипидолита, железистого кальцита, железистого биотита ($f=60-65$), кварца, гидроксилмусковита, ильменита, пирротина, халькопирита, рутила, магнетита, пирита. Мощность ореолов лиственитизации обычно составляет 1—1,5 м от рудных жил. От внешних частей ореола к внутренним увеличивается количество бурого рипидолита, биотита, мусковита, пирротина; растет содержание Al_{IV} в хлорите от 1,3 до 1,6 форм. ед.; растет железистость хлорита от 0,35 до 0,47. В призальбандовых участках лиственитов появляются в значительном количестве сульфиды в виде гнезд, жилков и т. п. выделений. В этих участках хлориты обесцвечены, железистость их резко понижена (до 0,22), большая часть ильменита замещена рутилом, магнетит отсутствует.

Размер зерен пирротина в лиственитах варьирует от 0,1 до 5 мм, чаще 1—2 мм. Пирротин в основном представлен моноклинной фазой. Количество гексагональной фазы постепенно увеличивается по направлению к рудным жилам от 17% до 35% объема пирротина. Обычно зерна пирротина представляют пакеты тонко переслаивающихся пластинок и уплощенных линз моноклинной и гексагональной фаз толщиной около 0,02 мм. На разрезах почти параллельных пинакoidу весьма характерно наличие «кукурузных» доменов. Химический состав пирротина листве-

нитов приведен в табл. 4. Состав моноклинного пирротина колеблется в относительно широких пределах — от 46,2 до 46,9 ат. % Fe, в среднем отвечая 46,5 ат. % Fe, т. е. между Fe_6S_7 и Fe_7S_8 . Состав гексагонального пирротина колеблется от 47,6 до 48,0 ат. %, в среднем 47,8 ат. % Fe, т. е. отвечает $Fe_{11}S_{12}$. Пирротин лиственитов содержит в среднем 150 г/т Ni и 780 г/т Co.

По рентгенометрическим данным, содержание гексагональной фазы около 25%. Рентгенограмма преобладающей моноклинной фазы приведена в табл. 2. По соотношению интенсивностей большинства отражений моноклинный пирротин лиственитов близок к моноклинному пирротину кварцевых рудных жил. Параметры псевдогексагональной элементарной ячейки $a=3,437 \text{ \AA}$, $c=5,697 \text{ \AA}$.

Таблица 4
Химический состав пирротина лиственитов Жана-Тюбе

Образец	Вес. %			Формула пирротина в расчете на 1 атом S	Ат. % Fe
	Fe	S	Сумма		
Моноклинный пирротин					
Ж-5в-70	60,18	40,16	100,33	$Fe_{0,8604}S$	46,2
	61,14	39,95	101,09	$Fe_{0,8787}S$	46,8
Ж-5б-70	59,63	39,65	99,28	$Fe_{0,8635}S$	46,3
	60,36	39,41	99,77	$Fe_{0,8794}S$	46,8
	59,80	39,92	99,72	$Fe_{0,8601}S$	46,2
	60,57	39,99	100,56	$Fe_{0,8696}S$	46,5
Ж-4а-70	60,95	40,22	101,17	$Fe_{0,8701}S$	46,5
	60,59	40,24	100,93	$Fe_{0,8645}S$	46,4
	60,47	40,49	100,96	$Fe_{0,8575}S$	46,2
Ж-8з/60	60,87	39,55	100,42	$Fe_{0,8836}S$	46,9
	61,17	39,91	101,07	$Fe_{0,8800}S$	46,8
	60,64	40,10	100,74	$Fe_{0,8682}S$	46,5
Гексагональный пирротин					
Ж-5в-70	60,68	37,80	98,48	$Fe_{0,9217}S$	48,0
Ж-4а-70	60,82	38,45	99,27	$Fe_{0,8082}S$	47,6

Рудные жилы Жана-Тюбе. Рудные жилы сложены средне- и средне-крупнозернистыми агрегатами кварца и кальцита с отдельными гнездами и вкрапленностью сульфидов, хлорита, теллуридов, местами с оторочками гидроксилмусковита по зальбандам. Рудные жилы имеют различный состав среди различных вмещающих пород [4].

Рудные жилы, залегающие среди пород базальтового состава и (или) обогащенные обломками лиственитов, содержат значительное количество карбоната, хлорита-рипидолита, гидроксилмусковита, пирротина, халькопирита. Местами железистый кальцит превалирует над кварцем. Из рудных минералов в одних жилах (или участках жил) пирит, халькопирит и пирротин содержатся примерно в одинаковых количествах, в других — резко преобладает халькопирит, в третьих — пирротин. Другие рудные минералы — сфалерит, фробергит, арсенипирит, петцит, кренерит и другие теллуриды. Руды в жилах этого типа содержат значительное количество железа (до 14%) и пониженное кремнезема, они относительно обогащены никелем и кобальтом.

Рудные жилы или их участки, залегающие среди существенно кремнекислых пород, сложены преимущественно кварцем. Из рудных минералов в них резко преобладает пирит. Другие рудные минералы —

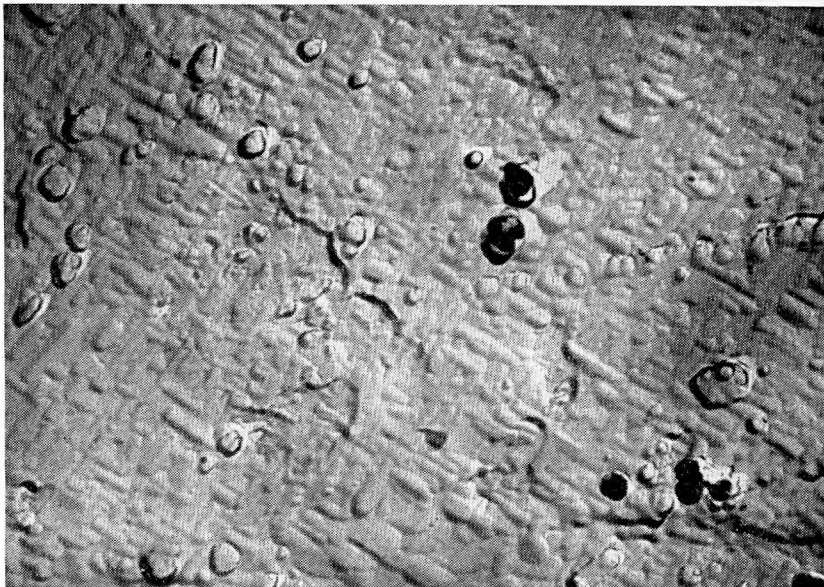


Рис. 3. Пирротин рудных жил Жана-Тюбе, Ж-44а-68. Микродомены гексагонального пирротина расположены в двух взаимно перпендикулярных направлениях. Снято на электронном микроскопе (угольная реплика), увел. 11 000

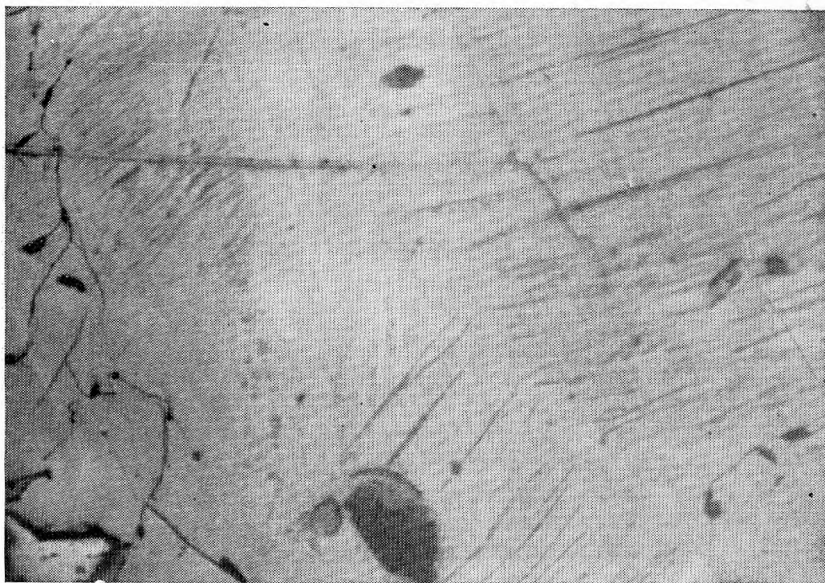


Рис. 4. Сросток зерен пирротина из рудных жил Жана-Тюбе, Ж-44-68. Полированный шлиф, покрытый магнитной суспензией, увел. 40

Ламелли моноклинного пирротина (темно-серое), относительно равномерно распределены в матрице гексагонального

халькопирит, пирротин, сфалерит, сильванит, алтаит, арсенопирит, гесит и другие теллуриды. Характерной особенностью всех рудных тел Жана-Тюбе является полное отсутствие в них галенита и повсеместное наличие алтаита.

Пирротин в рудных жилах среди базальтоидов является одним из главных или главным рудным минералом. Количество его здесь достигает 5—10% объема рудных жил. Размер его выделений колеблется от долей миллиметра до 30 см в поперечнике, чаще составляя первые сантиметры. Как правило, гнезда пирротина тяготеют к выделениям карбоната и хлорита. В карбонате часто наблюдаются идиоморфные кристаллы пирротина. Характерен тесный парагенез пирротина и халькопирита.

Пирротин в основном представлен гексагональной фазой с характерным микродоменным строением, которое наблюдается лишь под электронным микроскопом (рис. 3). Микродомены размером $7000 \times 2000 \text{ \AA}$ расположены в двух взаимно перпендикулярных направлениях. Моноклинная фаза составляет длинные пластинки толщиной около 0,01 мм, относительно равномерно распределенные в объеме гексагональной фазы (рис. 4). Количество моноклинной фазы в среднем около 27% объема пирротина. Химический состав пирротина приведен в табл. 5. Состав гексагонального пирротина варьирует в весьма широких пределах — от 47,7 ат. % Fe ($\approx \text{Fe}_{10}\text{S}_{11}$) почти до троилита — 49,5 ат. %. Средний состав гексагонального пирротина отвечает 48,4 ат. % Fe. По рентгенометрическим данным, выделения гексагонального пирротина содержат заметное количество троилита. Состав троилита определить не удалось из-за весьма малого размера его выделений. Состав моноклинного пирротина устойчив — 46,3—46,5 ат. % Fe (средний между Fe_6S_7 и Fe_7S_8). Среднее содержание в пирротине никеля 130 г/т, кобальта 710 г/т.

Таблица 5

Химический состав пирротина рудных жил Жана-Тюбе, залегающих среди базальтоидов (А) и дацитойдов (Б)

Образец	Вес. %			Формула в расчете на 1 атом S	Ат. % Fe
	Fe	S	Сумма		
А. Гексагональный пирротин					
Ж-38а-68	61,90	38,83	100,74	$\text{Fe}_{0,9157}\text{S}$	47,8
	63,09	38,45	101,24	$\text{Fe}_{0,9495}\text{S}$	48,7
Ж-7/2-68	63,29	37,46	100,45	$\text{Fe}_{0,9778}\text{S}$	49,4
	61,07	38,45	99,51	$\text{Fe}_{0,9119}\text{S}$	47,7
	63,42	37,88	101,30	$\text{Fe}_{0,9613}\text{S}$	49,0
Ж-76/34	62,73	38,37	101,10	$\text{Fe}_{0,9366}\text{S}$	48,4
	61,51	37,29	98,80	$\text{Fe}_{0,9471}\text{S}$	48,6
	62,99	37,40	100,39	$\text{Fe}_{0,9670}\text{S}$	49,2
	62,79	36,85	99,64	$\text{Fe}_{0,9783}\text{S}$	49,5
Ж-31а-68	61,15	38,48	99,63	$\text{Fe}_{0,9124}\text{S}$	47,7
	61,15	38,36	99,51	$\text{Fe}_{0,9152}\text{S}$	47,8
Б. Гексагональный пирротин					
Ж-11/24	60,18	38,19	98,37	$\text{Fe}_{0,9047}\text{S}$	47,5
	60,29	38,08	98,36	$\text{Fe}_{0,9090}\text{S}$	47,6
А. Моноклинный пирротин					
Ж-7/4-68	60,43	39,98	100,41	$\text{Fe}_{0,8678}\text{S}$	46,5
	59,89	39,87	99,76	$\text{Fe}_{0,8624}\text{S}$	46,5
Б. Моноклинный пирротин					
Ж-11/24	60,61	39,41	100,02	$\text{Fe}_{0,8830}\text{S}$	46,9
	59,80	40,84	100,64	$\text{Fe}_{0,8407}\text{S}$	45,7
	59,46	40,36	99,82	$\text{Fe}_{0,8456}\text{S}$	45,8
	60,24	40,26	100,50	$\text{Fe}_{0,8591}\text{S}$	46,2

По рентгенометрическим данным, среднее содержание гексагональной фазы около 70%. Рентгенограмма гексагонального пирротина приведена в табл. 3. Параметры его элементарной ячейки $a=3,456 \text{ \AA}$; $c=5,746 \text{ \AA}$; Рентгенограмма тонких сростков гексагонального пирротина и троилита приведена в табл. 6. По рентгенометрическим данным, состав гексагонального пирротина из сростков с троилитом заметно более железистый. Параметры его элементарной ячейки $a=3,451 \text{ \AA}$; $c=5,758 \text{ \AA}$. Для троилита Жана-Тюбе величина параметров элементарной ячейки $a=5,965 \text{ \AA}$; $c=11,75_2 \text{ \AA}$.

Таблица 6

Рентгенограмма тонких сростков гексагонального пирротина и троилита из кварцевой рудной жилы среди туфов базальтов Жана-Тюбе, Ж-44-68

<i>I</i>	<i>I</i> троилита	<i>d</i> α \AA	<i>hkl</i> пирротина	<i>hkl</i> троилита	<i>I</i>	<i>I</i> троилита	<i>d</i> α \AA	<i>hkl</i> пирротина	<i>hkl</i> троилита
10		5,81	001		4		1,495	200*	
10	20	5,40		100*	10	20	1,468		008*
5	10	4,77		101*	10		1,450	201*	
4		3,47	+		5	10	1,445		222*
30		3,00	100*		7		1,439	004*	
30	60	2,98		110*	4	8	1,419		131*
10		2,87	002*		10	20	1,335		224*
40	80	2,66		112*	40		1,323	202*	
55		2,65	101*		15	30	1,318		118*
50	100	2,09		114*	10		1,297	104*	
100		2,070	102*		10	20	1,284		401*
10	20	1,923		121*	3	6	1,270		127*
10	20	1,740		123*	5	10	1,224		403*
50		1,722	110*		4	8	1,190		226*
20	40	1,716		300*	10		1,180	203*	
10	20	1,631		116*	5	10	1,178		231*
15		1,618	103*		10	20	1,136		233*
4	8	1,595		107*	15	30	1,119		308*

Примечание. Гексагональный пирротин: $a=3,451_2 \text{ \AA}$; $c=5,758 \text{ \AA}$; троилит: $a=5,965 \text{ \AA}$; $c=11,75_2 \text{ \AA}$.

Пирротин в рудных жилах среди дацитойдов присутствует в резко подчиненных количествах, обрастая вместе с халькопиритом зерна пиррита или слагая в них секущие прожилки. Размер его выделений не превышает трех миллиметров. Пирротин в основном представлен моноклинной фазой — около 83% объема. Гексагональная фаза слагает относительно равномерно распределенные мелкие линзы и пластинки толщиной 0,02—0,2 мм в зернах моноклинной фазы. Химический состав гексагонального пирротина устойчив 47,5—47,6 ат. % Fe ($\text{Fe}_{10}\text{S}_{11}$). Химический состав моноклинного пирротина варьирует от 45,7 ат. % Fe ($\sim \text{Fe}_5\text{S}_6$) до 46,9 ат. % Fe (среднее между Fe_7S_8 и Fe_8S_9), в среднем отвечает 46,1 ат. % Fe ($\approx \text{Fe}_6\text{S}_7$). Среднее содержание в пирротине рудных жил среди дацитойдов никеля 30 г/т, кобальта 460 г/т, т. е. заметно ниже, чем в пирротине рудных жил среди базальтоидов.

По рентгенометрическим данным, содержание моноклинной фазы составляет около 85%, ее рентгенограмма приведена в табл. 2. Параметры элементарной ячейки $a=3,436_5 \text{ \AA}$; $c=5,700_5 \text{ \AA}$. Рентгенограмма тонких сростков моноклинной и гексагональной фаз пирротина, характерных для рудных тел Жана-Тюбе, приведена в табл. 7. Параметры элементар-

Таблица 7

Рентгенограмма тонких сростков гексагонального и моноклинного пирротина из кварцевой рудной жилы среди туфов дацитов Жана-Тюбе, Ж-11а-68

<i>I</i>	<i>I</i> _{МОН}	<i>d</i> аА	<i>hkl</i> _{ГЕК}	<i>hkl</i> _{МОН}	<i>I</i>	<i>I</i> _{МОН}	<i>d</i> аА	<i>hkl</i> _{ГЕК}	<i>hkl</i> _{МОН}
25		3,00	100*		5		1,916		+
30	50	2,97		100*	25		1,730	110*	
10		2,86	002*		50	85	1,722		110*
15	25	2,83		002*	10		1,632		+
10	15	2,72		+	10		1,615	103*	
40		2,65	101*		10	15	1,607		103*
50	85	2,64		101*	10		1,497	200*	
10	15	2,27		+	10	15	1,483		200*
10	15	2,21		+	10		1,450	201*	
10	15	2,17		+	10		1,437 ₅	004*	
100		2,070	102*		30		1,419		004*
60	100	2,057		102*	40		1,330	202*	
10	15	2,011		+	20	35	1,325		202*
20	30	1,947		+					

Примечание. + — сверхструктурные отражения. Гексагональный пирротин: $a=3,460_5$ Å; $c=5,749$ Å; моноклинный пирротин: $a=3,442_6$ Å; $c=5,690$ Å.

ной ячейки моноклинной фазы в этих сростках $a=3,442_5$ Å; $c=5,690$ Å; гексагональной фазы $a=3,460_5$ Å; $c=5,749$ Å.

Во многих участках пирротины Жана-Тюбе под действием наложенных низкотемпературных гидротермальных растворов замещены вторичными пиритом и марказитом. При слабой степени дисульфидизации характерно избирательное развитие псевдоморфоз пирита (или марказита) по ламеллям моноклинной фазы в гексагональной (рис. 5). Чаше наблюдаются мелкие или мельчайшие кристаллы пирита и их агрегаты в пирротине (рис. 6). Исследования на электронном микронзонде показали, что состав пирротина из участков, прилегающих к метакристаллам дисульфидов железа, и из участков, удаленных от них, аналогичен.

Рудные жилы Аксу залегают среди березитизированных или лиственизированных пород разнообразного состава — от гранитоидов до габброидов и силикатных мраморов. Наиболее широко развиты гранитоиды, среди которых рудные жилы имеют существенно кварцевый состав, содержат пирит, менее — халькопирит, сфалерит, галенит. Лишь рудные жилы, залегающие среди известково-силикатных роговиков, переслаивающихся с мраморизованными известняками и состоящие из кварца со значительным количеством железистого кальцита и железистого хлорита — рипидолита, содержат в заметном количестве пирротин. Пирротин здесь преобладает над пиритом и халькопиритом. Пирротин образовался в значительной степени путем замещения железистого хлорита и кальцита.

Размер выделений пирротина от долей миллиметра до 5 см в поперечнике. Представлен пирротин почти исключительно гексагональной фазой. Количество моноклинной фазы не превышает 10%. Химический состав гексагональной фазы (обр. А-16в-75): Fe 61,59% вес.; S 38,15%, сумма 99,74%; Fe 62,41%, S 38,23%, сумма 100,64%; Fe 62,59%, S 38,03%, сумма 100,62%, что соответствует формулам $Fe_{0,9269}S(48,1 \text{ ат. \% Fe})$, $Fe_{0,9373}S(48,4 \text{ ат. \% Fe})$; $Fe_{0,9449}S(48,6 \text{ ат. \% Fe})$. Средний состав гексагонального пирротина 48,4 ат. % Fe. Рентгенограмма гексагонального пирротина Аксу приведена в табл. 3. Особенностью является низкая интен-



Рис. 5. Псевдоморфоза марказита (белый) по моноклинному пирротину в крупном строении гексагонального (серый) и моноклинного пирротина из рудных жил Жана-Тюбе, Ж-636-68. Полированный шлиф, покрытый магнитной суспензией, увел. 40

В соседнем зерне (справа) дисульфидизация моноклинного пирротина (темно-серый) не проявлена. Светлое — изометричные зерна пирита

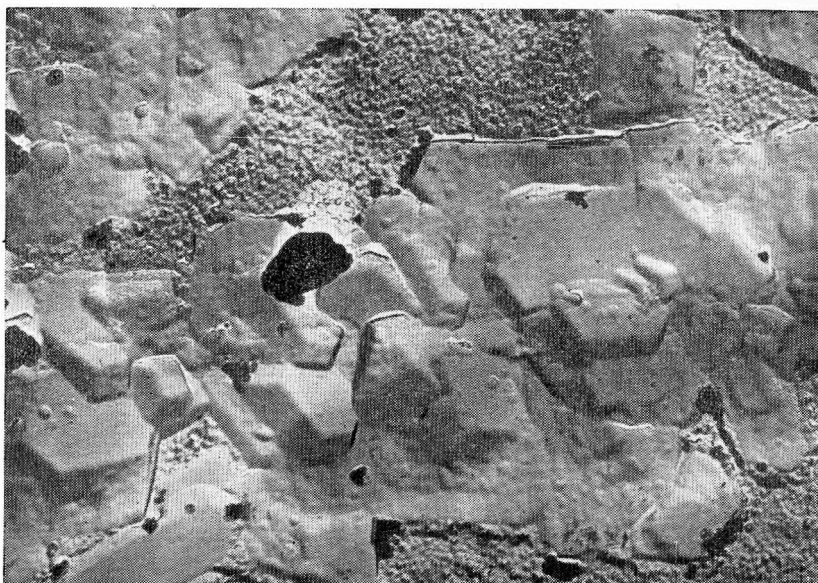


Рис. 6. Скопления микрометакристаллов пирита в пирротине рудных жил Жана-Тюбе, Ж-44а-68. Снято на электронном микроскопе, увел. 13 000

сивность отражения 101. Параметры элементарной ячейки $a=3,448 \text{ \AA}$; $c=5,755 \text{ \AA}$.

Рудные жилы Джеламбета залегают среди березитизированных или лиственитизированных пород весьма разнообразного состава: гранитоидов, габбро-диоритов, габбро-анортозитов, песчаников кварцевого и по-

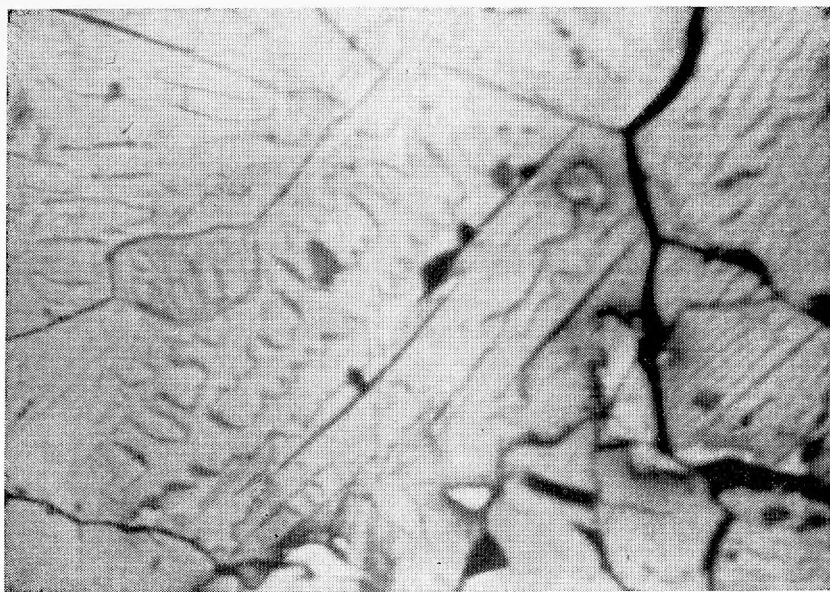


Рис. 7. Моноклинный пирротин рудных жил Джеламбета, 836-26/Д-67. Домены с характерными зубчатыми очертаниями. Полированный шлиф, покрытый магнитной суспензией, увел. 40



Рис. 8. Метасоматические сфероиды дисульфида железа (структуры типа «птичьего глаза») в пирротине рудных жил Джеламбета, 1196/Д-64. Снято на электронном микроскопе (угольная реплика), увел. 11 000

лимиктового состава и т. д. По данным Г. Н. Назьмовой и Ю. С. Шалаева [3], жилы, залегающие среди широко распространенных кремнекислых пород, сложены главным образом кварцем с небольшим количеством пирита, шеелита и галенита; характерно заметное содержание алтаита. Пирротин в них отсутствует. Жилы, залегающие в габбро-анорто-

зитах, сложены кварцем и кальцитом со значительным количеством пирита, пирротина и халькопирита; характерно наличие креннерита, петцита и теллурида никеля — мелонита.

Пирротин в рудных жилах среди габбро-анортозитов местами является одним из главных рудных минералов. Количество его достигает 5—8% объема рудных тел. Размер выделений пирротина варьирует от долей миллиметра до 40 см в поперечнике. Как правило, гнезда пирротина расположены в центре рудных тел. Пирротин совместно с халькопиритом оброс и отчасти заместил пирит. Пирротин в основном сложен моноклинной фазой (в среднем около 82% объема). Гексагональная фаза слагает короткие пластинки и линзы толщиной около 0,01—0,02 мм, равномерно распределенные среди моноклинной фазы. Иногда наблюдаются характерные домены моноклинной фазы с зубчатыми очертаниями (рис. 7).

В рудных жилах Джеламбета широко проявлена дисульфидизация моноклинного пирротина. При значительной степени дисульфидизации характерно развитие метасоматических образований пирита (или марказита) овальной формы, концентрически зонального строения — структур типа «птичьего глазка». Размер таких образований колеблется от первых микрон (наблюдения в электронном микроскопе) до нескольких миллиметров (рис. 8).

Химический состав моноклинного пирротина (обр. Д-1042/2): Fe 59,80 вес.%, S 40,33%, сумма 100,13%; Fe 60,47%, S 40,16%, сумма 100,63%; Fe 61,15%, S 39,73%, сумма 100,88%; Fe 60,47%, S 39,70%, сумма 100,17%, что отвечает формулам $Fe_{0,8513}S$ (46,0 ат.% Fe); $Fe_{0,8645} \cdot S$ (46,4 ат.% Fe); $Fe_{0,8837}S$ (46,9 ат.% Fe); $Fe_{0,8745}S$ (46,7 ат.% Fe). Средний состав моноклинного пирротина Джеламбета 46,5 ат.% Fe. Рентгенограмма пирротина приведена в табл. 3. Особенности являются относительно повышенные интенсивности отражений 100, 110, 202, 114. Параметры псевдогексагональной элементарной ячейки: $a = 3,439 \text{ \AA}$, $c = 5,695 \text{ \AA}$.

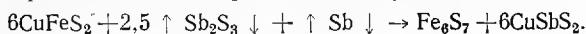
Рудные жилы Новоднепровки залегают преимущественно среди гранитоидов и других кремнекислых пород. Они сложены в основном кварцем с небольшим количеством пирита, арсенопирита и других минералов. Пирротин в них отсутствует.

Единичные зерна пирротина отмечены среди агрегатов пирита в рудных жилах, залегающих среди листовенитов по зеленым сланцам. Размер выделений пирротина менее 0,1 мм. Зерна пирротина представляют агрегаты мелких доменов моноклинной фазы. Химический состав моноклинного пирротина (обр. НД-20/131,8 м): Fe 60,20% вес., S 40,58%, сумма 100,78%, что соответствует формуле $Fe_{0,8517}S$ (46,0 ат.% Fe), т. е. Fe_6S_7 .

Пирротин хлорит-кварц-карбонатных жил с сурьмяной минерализацией

Бестюбе. В рудных жилах Бестюбе пирротин отсутствует. В обособленных жилах с низкотемпературной антимонитовой минерализацией с самородной сурьмой он также не установлен. Пирротин развит в заметных количествах в участках наложения послерудного сурьмяной минерализации с самородной сурьмой на полиметаллические рудные жилы. Пирротин совместно с халькостибитом заместил халькопирит, слагая псевдоморфозы по нему или тесные сростания с халькостибитом, а также самостоятельные выделения. Количественно пирротин заметно уступает халькостибиту. Пирротин тесно ассоциирует и с другими реакционными новообразованиями участков совмещения двух типов минерализации — с ауристибитом и фрейбергитом. Пирротин представлен исключительно моноклинной фазой. Химический состав моноклинного пирротина — Fe 59,55 вес.%, Cu 0,16%, S 39,98%, сумма 99,69%, что отвечает

формуле $(\text{Fe}_{0,855}\text{Cu}_{0,002})_{0,857}\text{S}$ (46,1 ат. % Fe), т. е. точно соответствует Fe_6S_7 . Реакция образования пирротина исходя из наблюдаемых парагенезов минералов имела, вероятно, следующий вид:



По экспериментальным данным А. Н. Кларка [8], парагенез пирротина, антимонита, гудмундита и самородной сурьмы, может образоваться лишь при температурах ниже 285°C .

Определение состава моноклинного пирротина по рентгенометрическим данным

Как известно, по рентгенометрическим данным можно оценивать весьма точно состав гексагонального пирротина [5, 10, 11]. Для моноклинного пирротина подобные оценки не проводились. Нами сделана попытка оценить состав химически анализированных моноклинных пирротин Северного Казахстана по рентгенометрическим данным (табл. 8). Для этого использована та же кривая Арнольда [6], что и для гексагонального пирротина. Мерой состава моноклинного пирротина принято среднее арифметическое из межплоскостных расстояний отражения 102 и его отщепления (расщепленное отражение 102 гексагонального пирротина). Как видно из табл. 8, получено весьма удовлетворительное совпадение с данными химического анализа моноклинного пирротина. Среднее отклонение оценок состава моноклинного пирротина по рентгенометрическим данным и по данным химического анализа составляет около 0,05 ат. % Fe.

Таблица 8

Оценка химического состава моноклинного пирротина Северного Казахстана по рентгенографическим данным

Вещающие образования	Участок, образец	Химический состав клинопирротина ат. % Fe	d_{102} Å	Оценка состава по d_{102} ат. % Fe	$d_{102\text{ср.}+\text{A}^*}$	Оценка состава по $d_{102\text{ср.}+\text{A}^*}$
Роговики	Ичкеульмес, Сел-853а	46,10	2,060 ₅	46,87	2,051 ₄	46,15
Листвениты	Жана-Тюбе, Ж-4а-70	46,36	2,057 ₄	46,67	2,053 ₄	46,40
Кварцевые рудные жилы	Жана-Тюбе, Ж-11/24	46,10	2,057 ₉	46,72	2,052 ₅	46,20
	Джеламбет, Д-1042/2	46,50	2,063 ₂	47,09	2,055 ₉	46,44

Примечание. * — среднее из трех-четырех независимых измерений, точность $\pm 0,0002$ Å; + — среднее арифметическое величины d_{102} и d_{102} (отщепленного отражения) моноклинного пирротина.

* * *

Перейдем к обсуждению фактических данных. Как было показано, пирротин установлен в разнообразных производных тоналит-гранодиоритового комплекса Северного Казахстана — от высокотемпературных экзоконтактовых роговиков до низкотемпературных гидротермалитов.

В помощь интерпретации наблюдений привлечем фазовую диаграмму системы Fe—S А. Тейлора [12], дополненную в области высоких температур данными Р. Г. Арнольда [5] (фиг. 9). Как известно, пирротин является относительно мало устойчивым сульфидом, испытывает целый ряд полиморфных превращений при изменении температуры [12], часто сульфурится, в том числе замещается дисульфидами железа.

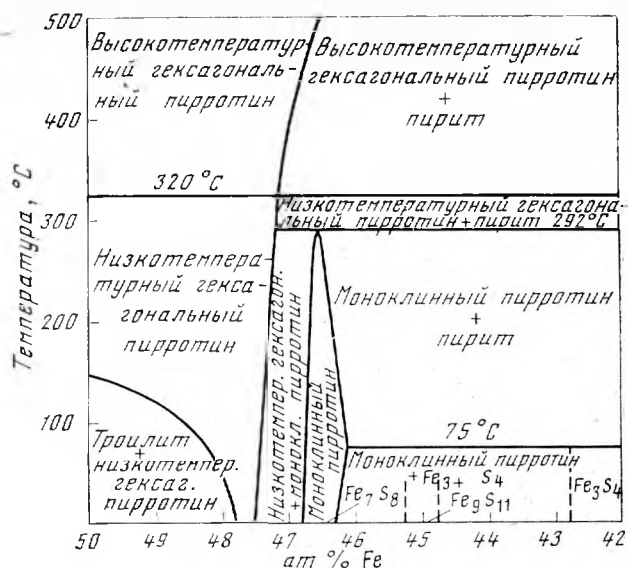


Рис. 9. Фазовая диаграмма системы Fe — S по Л. А. Тейлору, дополненная в области высоких температур данными Р. Г. Арнольда

Как отмечалось, мы старались отбирать образцы пирротина для изучения из тех участков, где наложенные процессы отсутствуют или проявлены в минимальной степени. Выше показано, что там, где процессы сульфуризации все же проявлены, они не привели к изменению состава пирротина в участках, граничащих с дисульфидами. Далее, для пирротинных, сложенных преимущественно гексагональной фазой, характерна постоянная и иногда весьма значительная примесь троилита. Это достаточно надежный признак отсутствия явлений сульфуризации этих образований. Наконец, фактические данные показали, что существует прямая связь между составом пирротина и составом вмещающих его образований — концентрацией в них железа. Все это, вероятно, указывает на то, что субсолидусные превращения исследованных пирротинных носили в основном изохимический характер. Ниже мы еще вернемся к этому вопросу.

Рассмотрим зависимость состава пирротина от условий его образования.

Зависимость состава пирротина от состава вмещающей среды

Рассмотрим дифференцированно пирротины отдельных генетических типов.

Роговики. Известково-силикатные и силикатные роговики, возникшие за счет бедных железом и богатых серой горных пород, содержат сернистый пирротин (Ичкеульмес, Аксу, Ирмовский). Преобладающая моноклинная фаза имеет устойчивый состав 46,1—46,2 ат. % Fe, т. е. отвечает Fe_6S_7 . Гексагональная фаза имеет весьма сернистый состав — 47,6 ат. % Fe. Валовый состав пирротина этих роговиков, рассчитанный с учетом количественных соотношений гексагональной и моноклинной фаз колеблется от 46,3 до 46,9%, в среднем 46,5 ат. % Fe, т. е. близок Fe_7S_8 .

Силикатные роговики, возникшие за счет богатых железом и бедных серой туфов базальтов, содержат высокожелезистый пирротин (Ирмовский). Преобладающая гексагональная фаза имеет состав 49,1 ат. % Fe;

моноклинная — 46,7 ат. % Fe. Присутствует троилит — 50,5 ат. % Fe, который, вероятно, является продуктом распада твердого раствора гексагонального пирротина. Валовый состав пирротина апобазальтовых роговиков отвечает 48,8 ат. % Fe, т. е. $Fe_{20}S_{21}$.

Налицо отчетливая зависимость состава сингенетического пирротина от состава содержащих его роговиков.

Скарны. Скарны Ичкеульмеса настолько богаты серой, что представляют медно-сульфидное месторождение. Пирротин в них отсутствует. Железорудные скарны Кузгана весьма бедны сульфидами, из которых преобладает относительно железистый пирротин. Валовый состав его отвечает 47,7 ат. % Fe, т. е. $Fe_{10}S_{11}$.

Кварцевые рудные жилы. Выше было показано, что само наличие и обилие пирротина в кварцевых рудных жилах обусловлено определенным составом вмещающих пород. Здесь мы остановимся на более тонком влиянии состава вмещающей среды — влиянии на состав пирротина.

Ярким примером такого влияния может служить распределение никеля и кобальта в пирротине Жана-Тюбе (в г/г): из апобазальтовых лиственитов Ni 150, Co 780; из рудных жил среди базальтоидов Ni 130, Co 710; из рудных жил среди дацитойдов Ni 30, Co 460. Это влияние сказывается также на составе пирротина: гексагональный (48,4 ат. % Fe) и моноклинный (46,4 ат. % Fe) пирротины рудных жил среди богатых железом базальтоидов заметно более железистые, чем гексагональный (47,6 ат. % Fe) и моноклинный (46,1 ат. % Fe) пирротин рудных жил среди дацитойдов. Валовой состав первого отвечает 47,9 ат. % Fe, т. е. $Fe_{11}S_{12}$; второго (из рудных жил среди дацитойдов) — 46,3 ат. % Fe, т. е. между Fe_8S_7 и Fe_7S_8 .

Кроме локальных вариаций состава рудных жил и слагающих их минералов, обусловленных прежде всего локальными вариациями состава вмещающей конкретную жилу среды, существуют и некоторые общие для всех рудных тел данного месторождения особенности, обусловленные в определенной мере спецификой состава вмещающей толщи данного рудного поля. Причина этого в том, что обычно система рудных жил конкретного месторождения представляет как бы систему сообщающихся сосудов. Появление того или иного сульфида железа и его состав зависит в основном от соотношения активностей железа и серы в рудообразующих растворах. Различия в составе вмещающих толщ (см. выше), вероятно, обусловили различную активность железа, выщелачиваемого растворами, максимальную для жил Жана-Тюбе (и соответственно минимальную относительную активность серы, которая связывается железом в первую очередь), промежуточную для жил Джеламбета (соответственно большую активность серы), минимальную активность железа для жил Новоднепровки (максимальную активность серы). Этим и объясняется, очевидно, резкое различное количество пирротина, различный его состав в рудных жилах этих месторождений, залегающих среди пород близкого — габбрового или базальтоидного состава. Соответственно наиболее железистый пирротин характерен для Жана-Тюбе — 47,9 ат. % Fe (валовый): промежуточный для Джеламбета — 46,8 ат. % Fe; наименее железистый для Новоднепровки — 46,0 ат. % Fe. Весьма низкая относительная активность серы при формировании рудных жил Жана-Тюбе, особенно в заключительных стадиях процесса, проявлена и в том, что в них совершенно нет галенита (PbS), хотя повсеместно развит алтаит ($PbTe$). Значительно большая активность серы при формировании рудных жил Джеламбета фиксируется значительным развитием в них галенита при резко подчиненном количестве алтаита (оба месторождения богаты теллуридами).

Состав вмещающих пород влияет на состав пирротина рудных жил, конечно, опосредованной зависимостью, определяя появление того или

инога парагенеза ранних жильных минералов, образовавшихся за счет метасоматоза в тех или иных породах. Так, жилы среди пород основного состава обычно обогащены железистым хлоритом и карбонатом, при замещении которых в свою очередь возникал существенно железистый пирротин. Наиболее богаты железистым хлоритом и карбонатом из изученных объектов рудные жилы Южного Аксу, которые и содержат наиболее железистый среди других жильных месторождений пирротин — 48,3 ат. % Fe (вал.), т. е. $Fe_{14}S_{15}$.

Как видно из изложенного, можно считать достаточно отчетливо проявленной связь состава пирротина рудных жил, скарнов и роговиков Северного Казахстана с составом вмещающей среды.

Зависимость состава пирротина от режима кислорода в участках минералообразования

Пирротин в апобазальтовых лиственитах Жана-Тюбе является в целом значительно менее железистым — 46,7 ат. % Fe, т. е. Fe_8S_8 , чем в рудных жилах среди тех же пород — 47,9 ат. % Fe, т. е. $Fe_{11}S_{12}$. И те и другие образования, включающие пирротин, весьма богаты железистым хлоритом и карбонатом, но листвениты, кроме того, содержат окисные минералы железа — ильменит, магнетит. То, что часть железа в лиственитах связана в окислах, является наиболее вероятной причиной появления в лиственитах менее железистого пирротина. Следовательно, на состав пирротина, естественно, влияет и режим кислорода в участках минералообразования. По мере приближения к рудным жилам количество окислов железа убывает, они вытесняются сульфидами, т. е. падает активность кислорода. В том же направлении существенно возрастает железистость пирротина — доля гексагональной фазы увеличивается от 17 до 35 % его объема.

Пирротин бедных железом известково-силикатных роговиков Ичке-ульмеса несколько более железистый — 46,9 ат. % Fe (вал.), чем пирротин более богатых железом силикатных роговиков того же участка. Известково-силикатные роговики нередко содержат графит, магнетита в них нет. Силикатные же роговики обычно богаты магнетитом, т. е. формировались при значительно большей активности кислорода. Этим, очевидно, и объясняется разница в составе пирротина тех и других роговиков. О различной активности кислорода при образовании этих роговиков свидетельствует и состав граната в них. Гранат известково-силикатных роговиков значительно богаче миналом с Fe^{+2} (гроссуляр 79,4 %) и беднее миналом с Fe^{+3} (андрадит 14,2 %), чем гранат силикатных роговиков (гроссуляр 67,3 %, андрадит 25,3 %). Следовательно, можно думать, что силикатные роговики образовались при большей активности кислорода.

Таким образом, повышенная активность кислорода в участках минералообразования приводит к образованию пирротина менее железистого состава.

Если предположить, что субсолидусные превращения не имели в основном изохимического характера, то очень маловероятно, чтобы сохранились те зависимости, существование которых показано в двух предыдущих разделах. Следовательно, в значительной мере вероятно обратное; а именно — субсолидусные превращения пирротина были в основном изохимическими.

Зависимость состава пирротина от температуры образования

Известно, что состав пирротина, возникшего в равновесии с пиритом, является функцией температуры его образования. Из данных Р. Г. Арнольда и Л. А. Тейлора следует, что в высокотемпературной области системы Fe—S ($>320^\circ\text{C}$) с падением температуры образования растет железистость пирротина (рис. 9). С этим хорошо согласуются данные о составе пирротина известково-силикатных роговиков Ичкеульмеса: первое зарождение — моноклинная фаза, второе зарождение — гексагональная фаза. Минимальная оценка температуры формирования роговиков Ичкеульмеса по составу пирротина (46,1 и 46,2 ат. % Fe) приблизительно равна 580° .

В более низкотемпературной области системы Fe—S оценка температуры образования по его составу невозможна, так как эта область отличается более сложными фазовыми соотношениями. Однако относительные оценки можно получить для пирротинов, возникших в равновесии с пиритом. Так, данные по составу пирротинов рудных жил Новоднепровки, Джеламбета и Жана-Тюбе (среди дацитонидов) свидетельствуют об их образовании при температуре ниже 290° , что хорошо согласуется с оценками, полученными по другим минералам рудных жил.

* * *

Подводя итоги изложенному выше, можно отметить, что состав пирротина обусловлен рядом факторов. Наиболее существенное влияние оказывает состав вмещающей среды, а именно в основных породах, богатых железом, как правило, возникают высокожелезистые — гексагональные пирротины, а в более кремнекислых породах маложелезистые — моноклинные пирротины или пирротин отсутствует. Менее существенно влияние соотношения активностей серы и кислорода в участках минералообразования и температуры. В ряде случаев существенно влияние нескольких факторов и тогда определить однозначно одним фактором — только температурой или только соотношением потенциалов серы и железа, также и потенциалов серы и кислорода — причину появления более высокожелезистых или маложелезистых пирротинов нельзя.

Используя приведенные фактические данные по химическому составу сосуществующих фаз пирротина, можно сделать некоторые замечания по диаграмме Fe—S Л. А. Тейлора (рис. 9), применительно к природным минералам. Поле совместного существования низкотемпературного гексагонального пирротина и моноклинного пирротина, вероятно, следует расширить в более железистую область до состава $\sim 47,7$ ат. % Fe ($\sim \text{Fe}_{10}\text{S}_{11}$), а в более сернистую область — до состава $\sim 46,3$ ат. % Fe ($\sim \text{Fe}_8\text{S}_7$). Соответственно поле существования одной моноклинной фазы пирротина сильно сузится и, возможно, переместится несколько в более сернистую область до состава $\sim 46,1$ ат. % Fe. Между областью сосуществования при низких температурах троилита и низкотемпературного гексагонального пирротина (до 47,8 ат. % Fe по Л. А. Тейлору), с одной стороны, и областью сосуществования низкотемпературного гексагонального пирротина и моноклинного пирротина (до $\sim 47,7$ ат. % Fe по нашим данным), с другой, остается незначительный разрыв. Видимо, этой причиной обусловлено появление и той и другой ассоциаций пирротинных минералов в пределах одного образца листовитов или рудных жил среди базальтоидов Жана-Тюбе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Грабовский М. А., Жерденко О. Н., Ветошкин И. Д. О возможности применения метода магнитной суспензии при изучении непрозрачных минералов метеоритов.— В кн.: Жизнь земли (Сб. Музея землед.,) № 5, 1969.
2. Дубенко Т. С., Ветошкин И. Д. Техника изготовления магнитной суспензии.— Геол. рудн. месторожд., 1965, № 6.
3. Назьмова Г. Н., Шалаев Ю. С. Влияние вмещающей среды на формирование постмагматических гидротермальных образований золоторудного месторождения Джеламбет (Северный Казахстан).— Бюл. МОИП. Отд. геол., т. XII, вып. 2, 1967.
4. Спиридонов Э. М., Соколова Н. Ф., Ганеев А. К. Минеральные ассоциации золото-теллуридного месторождения Жана-Тюбе (Северный Казахстан).— Геол. рудн. месторожд., 1974, № 1.
5. Arnold R. G. Equilibrium relation between pyrrhotite and pyrite from 325 to 743° C.— Econ. Geol., 1968, 57, N 1.
6. Arnold R. G. Mixtures of hexagonal and monoclinic pyrrhotite and the measurement of the metal content of pyrrhotite by X-ray diffraction.— Amer. Mineralogist, 1966, 51, 7.
7. Berry L. G., Thompson D. M. X-ray powder data for ore minerals, the Peacock atlas.— Geol. Soc. America, 1962, 85.
8. Glark A. N. Heating experiment on gudmundite.— Mineral. Mag., 1966, 35.
9. Erd R. G., Evans J. Smythite, a new iron sulfide, and associated pyrrhotite from Indiana.— Amer. Mineralogist, 1951, 42, 5.
10. Fleet M. E. On the lattice paraments and superstructures of pyrrhotites.— Amer. Mineralogist, 1951, 42, 5.
11. Toulmin P., Barton P. B. The electrometallurgical method for the determination of the fugacity of sulfur in laboratory sulfide system.— Geochim et cosmochim. acta, 1965, 28, 5.
12. Taylor L. A. Low temperature phase relations in the Fe—S system.— Annual Rept Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst., Washington D. C., 1970.

Г. А. ЮРГЕНСОН, А. А. КОЗАЧЕНКО, В. М. МАШЕРЕНКОВ,
С. И. БЕРЕГОВА

ФИБРОФЕРРИТ ИЗ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Фиброферрит в связи с его неустойчивостью в условиях умеренного климата встречается только при недостатке воды. В отечественной литературе он описывался редко: В. П. Ивановой [4] из месторождений на западном берегу Чаунской губы (Западная Чукотка), где сохранность его обусловлена развитием многолетнемерзлых пород в зоне окисления Южного Урала [6], ртутно-сурьмяных месторождений Средней Азии [9], Коунрада [2] из района озера Ранкуль (Восточный Памир), где он обнаружен К. П. Януловым и др. Описан он и среди вторичных минералов Восточных Карпат [1]. В Забайкалье фиброферрит раньше не наблюдался. В 1974 г. старший научный сотрудник ЗабНИИ МГСССР Е. Т. Воронцов передал авторам для исследования найденные в кварцевых жилах Ирокиндинского рудного поля волокнистые светло-бурые желваки, которые при ближайшем изучении оказались сложенными фиброферритом.

Минерал образует гнезда размером до 15×5 см, заполняет пустоты и тонкие прожилки в кварце, ранее содержавшем сульфиды.

Агрегаты минерала представляют собой сростки блоков параллельно- или радиально-волокнистого строения. Размеры отдельных волокон достигают 0,5—0,8 см при толщине 0,1—0,5 мм (рис. 1). Цвет минерала серо-желто-зеленоватый. Блеск атласный. В иммерсионном препарате агрегаты разделяются на бруски (рис. 2). Удлинение по b положительное, $2V_{Ng} \approx 0$. Плеохроизм от бесцветного по N_p и N_m до бледно-желтого по N_g . Показатели преломления близки таковым фиброферрита из Чукикамата [3].

Химический анализ фиброферрита, выполненный В. Н. Васильевой (химлаборатория ЗабНИИ), очень близок к теоретическому и приведен в табл. 1. Спектральным анализом в нем определены: сотые доли процента бария, кальция, алюминия и кремния; тысячные — меди, магния, свинца и марганца, а также слюды, сурьмы и титана. В сумме они составляют 0,0473% и отражают состав графы «прочие». Пересчет анализа на формулу дает (табл. 2) $Fe_2(SO_4)_2(OH)_2 \cdot 9H_2O$.

Рентгено-структурный анализ. Выполнен двумя методами — съемкой дебаеграммы в камере РКД и для регистрации отражений (020); (110) и (001) на малых углах, дифрактометрически на приборе УРС-50-ИМ.

Получение всего набора величин d/n , характерных для фиброферрита (табл. 3), позволило провести частичное индцирование его дебаеграммы методом Хесса—Липсона. В связи с большими величинами параметров ячейки фиброферрита однозначное индцирование весьма затруднено, почти каждая линия с $d/n < 3,85 \text{ \AA}$ может быть результатом наложения отражений от нескольких групп плоскостей. На основе проведенного индцирования рассчитаны параметры элементарной ячейки минерала (см. табл. 1). По a_0 и b_0 они очень хорошо согласуются с данными К. П. Янулова и др. [8], отличаясь незначительно по c_0 . При $a_0 = 14,06 \text{ \AA}$ рентгенометрические отношения $a : b : c$ равны 0,580 : 1 : 0,316. Они не полностью совпадают с гониометрическими отношениями Дэна и др. [3] и Х. Штрунца [7], которые составляют 0,5604 : 1 : 0,2162. В целом периодичность структуры соответствует ромбической сингонии.

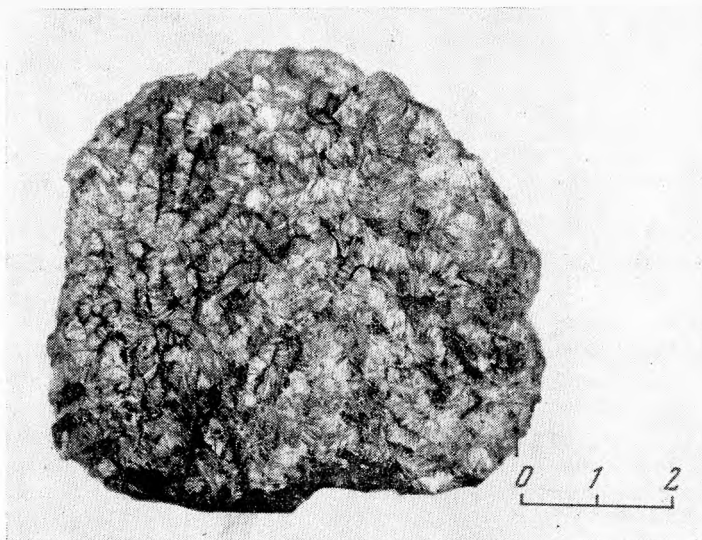


Рис. 1. Строение сростков параллельно-шестоватых агрегатов фиброферрита. Натуральная величина

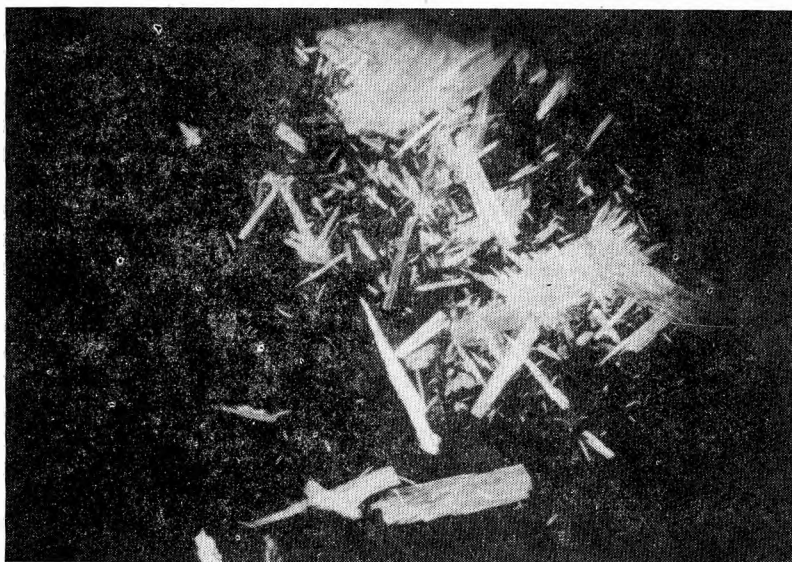


Рис. 2. Форма брусковидных спайных (по 001) выколков фиброферрита в иммерсионном препарате. Увел. 60

Инфракрасные спектры фиброферрита сняты на приборе UR-20 в порошке с вазелиновым маслом (лаборатория минералогии ЗабНИИ МГ СССР) трижды: при комнатной температуре, а также материала, нагретого до 300 и 580° С. При комнатной температуре (рис. 3) на спектре присутствуют полосы поглощения при 525 см^{-1} , 595 см^{-1} , 675 см^{-1} , 730 см^{-1} , разрешенная за счет вырождения широкая область поглощения сульфат-иона и его окружения 1020 см^{-1} —1200 см^{-1} (1020 см^{-1} , 1080 см^{-1} , 1155 см^{-1} , 1200 см^{-1}), 1620 см^{-1} (колебания ОН-групп) и очень слабая по интенсивности, но очень широкая область поглощения 3200—

Таблица 1
Состав и свойства фиброферрита Ирокиндинского рудного поля

Месторождение	Состав, вес. %						Параметры элементарной ячейки, Å			Показатели преломления			Источ- ник
	FeO	Fe ₂ O ₃	SO ₃	H ₂ O	Прочие	Сумма	a ₀	b ₀	c ₀	Ng	Nm	Ne	
Ирокиндинское, Забай- калье	Не обн.	32,05	31,81	36,08	0,047	99,997	14,06± 0,03	24,24± 0,02	7,66± 0,05	1,564± 0,001	1,534± 0,001	1,519± 0,001	
Восточный Памир	»	31,94	31,38	36,45		99,77	14,01	24,21	7,77	1,567	1,534		[8]
Коунрад	0,00	32,33	31,65	34,39			—	—	—	1,570	1,533		[2]
Чаунское, Чукотка	Сл.	31,93	31,36	36,18		99,64	—	—	—	1,573± 0,003	1,535± 0,003		[4]
Эге-Хая, Сев. Вост. Яку- тия	—	31,33	33,08	35,55		99,96	—	—	—				
Чукикамата, Чили	0,28	32,68	32,48	33,20	1,08					1,571	1,535	1,513	[3]
Карпаты	0,33	30,68	31,38	37,57		100,0							[1]
Урал	0,35	30,17	31,36	37,91		99,79							[6]
Теоретический состав	—	32,0	32,0	36,0		100,0							

Таблица 4

Расшифровка потери в весе фиброферрита Ирокидинского рудного поля

T, °C	50—85	85—230	230—330	330—360	Всего воды	570—840	Всего	H ₂ O+SO ₃ по хими- ческому анализу
Потеря в весе, %	3,8	19,4	7,1	5,8	36,1	31,6	67,7	67,89
Вещество	H ₂ O	6H ₂ O	2H ₂ O	(OH) ₂		SO ₃		

две. Потеря в весе, характеризующая выделение гидроксила, по количеству соответствует выделению почти двух OH-групп.

В заключение следует отметить, что фиброферрит является типично ромбическим минералом, имеющим три различных показателя преломления и действительно содержащим воду в двух формах — слабо связанной кристаллизационной, выделяющейся ступенчато и гидроксила, жестко связанного с решеткой. Однако модель окружения сульфат-иона и место гидроксильных групп в его кристаллической решетке еще не ясна.

Относительно условий образования фиброферрита можно полагать, что он является типичным минералом зон окисления, развивающихся в условиях многолетнемерзлых пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Габинет М. П.* Вторичные минералы в менилитовых сланцах Восточных Карпат.— *Минер. сб. Львовск. геол. о-ва*, № 11, 1957.
2. *Газизова К. С., Русаков М. П.* О фиброферрите из Коунрадского медного месторождения.— *Зап. Всесоюз. минер. о-ва*, ч. 88, № 2, 1959.
3. *Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Пэлач Ч., Берман Г., Фрондель К.* Система минералогии, т. 2, полумом 1. ИЛ, 1953.
4. *Иванова В. П.* О мелантерите и фиброферрите с Чукотского полуострова.— *Зап. Всесоюз. минер. о-ва*, ч. 74, вып. 3, 1945.
5. *Федорчук В. П.* Околорудные изменения ртутно-сурьмяных месторождений. «Недра», 1969.
6. *Шадлуи Т. Н.* Минералогия зоны окисления колчеданного месторождения Блява на Южном Урале.— *Труды ИГН СН СССР*, вып. 96, 1948.
7. *Штруиц Х.* Минералогические таблицы. Госгеолтехиздат, 1962.
8. *Янулов К. П., Дыщук Ю. И., Могаровский В. В., Хорошилова А. А., Стрелкова В. Н.* Фиброферрит из района Рангкуль (Восточный Памир).— *Зап. Всесоюз. минер. о-ва*, ч. 100, № 3, 1971.

Л. К. ЯХОНТОВА, З. Я. ИСАЕВ

ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ОКИСЛЕНИЯ ВИСМУТИНА УСТАРАСАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Рудные тела Устарасайского месторождения (Западный Тянь-Шань) локализуются в породах так называемого переходного горизонта, которые залегают на песчанистой толще среднего яруса верхнего девона и перекрываются известняками и доломитами фамена. Месторождение характеризуется висмутовой минерализацией, представленной висмутином, самородным висмутом и различными сульфосолями (козалит, кобелит и др.) и развитой в массе сложных пластовых залежей преимущественно кварц-пирротинового состава, а также в виде кварцевых жил.

Месторождение имеет глубоко проработанную трещинного типа зону окисления, приуроченную к тектоническим нарушениям. Судя по материалам, относящимся к истории формирования рельефа местности рудного поля Устарасая, вывод оруденения в сферу действия поверхностных вод произошел в неогеновое время [2]. Развитие гипергенных процессов протекает и в настоящее время. Оно контролируется сульфатно-гидрокарбонатными водами с общей минерализацией 0,1—0,3 г/л [3] со средним и довольно низким окислительным потенциалом 0,15—0,25 В и значением рН около 7—8 [4].

Основную массу окисленных руд месторождения составляют бурые железняки различного текстурно-структурного рисунка (массивные, рыхлые, натечные и др.), являющиеся продуктом гипергенного изменения пирротина и менее распространенных в рудах арсенопирита и пирита. Фазовый анализ проб лимонита свидетельствует о присутствии висмута в нем в основном в сульфидной (висмутин) форме. Подобные сведения известны и из литературных источников [1]. В составе кварцевых жил, подвергнувшихся выветриванию, висмутин, наоборот, окислен и чаще псевдоморфно замещен бисмитом Bi_2O_3 , бисмутитом $\text{Bi}_2\text{CO}_3(\text{OH})_4$ и их охристыми смесями.

В настоящей работе вопросы окисления висмутина рассмотрены в электрохимическом аспекте. Моделирование процесса окисления висмутина проводилось с учетом мономинерального выделения этого сульфида в кварцевых жилах месторождения и главной ассоциации его с пирротинном. В качестве основной методики экспериментов был использован метод измерения электродных потенциалов (ЭП), ранее разработанный на арсенидах [6]. Он включает: 1) измерение ЭП висмутина в натрий-сульфатном электролите в условиях изменения рН (1—9); 2) измерение в тех же условиях ЭП висмутина и пирротина при их контактировании; 3) химическую интерпретацию полученных графиков ЭП—рН с обработкой экспериментальных результатов методом наименьших квадратов и с использованием известных диаграмм состояния Bi и S в H_2O [7]. При составлении уравнений окисления висмутина в данном интервале рН учитывались не только угловые коэффициенты графиков и диаграммы состояния элементов, но также и данные наблюдений природного окисления висмутина.

Полученные экспериментальные данные представлены на рисунке.

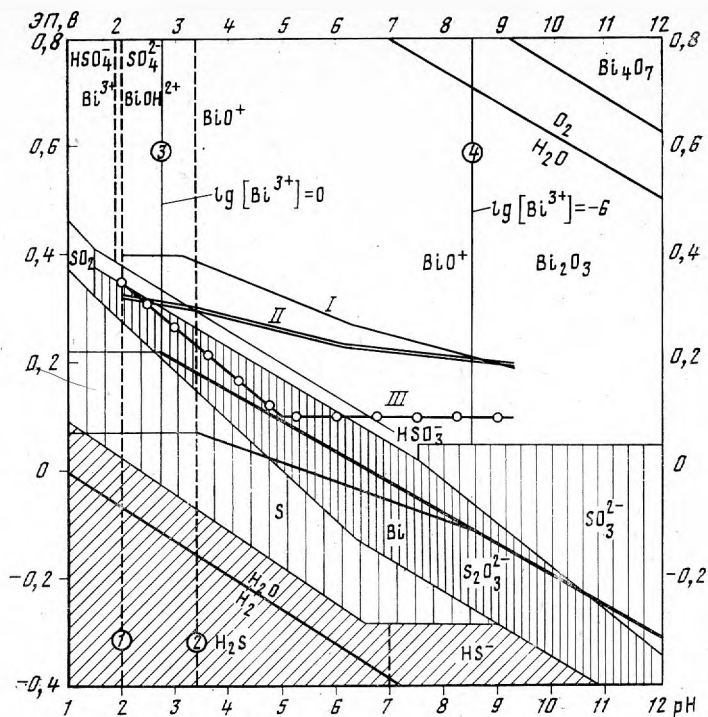
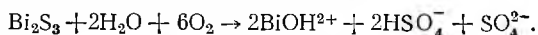


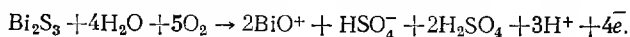
Диаграмма состояния висмута и серы в воде при 25° С по Пурбаху [7] с наложенными на нее экспериментальными результатами измерения электродных потенциалов индивидуализированного висмутита (*I*), висмутита, контактирующего с пирротинном (*II*), и пирротина в контакте с висмутитом (*III*)

Результаты экспериментов

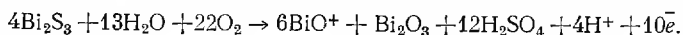
График зависимости ЭП—рН для висмутита делится на три участка. На первом из них (рН 1—3) процессы окисления висмутита протекают вне зависимости от концентрации водородных ионов, так как при изменении рН величина ЭП висмутита остается постоянной и равной 0,40 В. Наиболее вероятное уравнение реакции окисления сульфида на данном интервале будет иметь следующий вид:



На втором участке (рН 3—6) потенциал исследуемого минерала снижается до 0,28 В, и угол наклона графика характеризуется тангенсом, равным $-0,041$. В соответствии с диаграммой состояния висмута и серы, такой наклон позволяет предполагать протекание окислительной реакции:

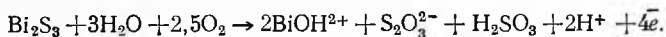


Для третьего участка (рН 6—9), где наклон графика более пологий, процесс окисления висмутита будет протекать по следующей реакции:

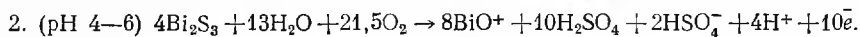
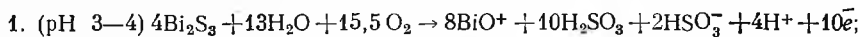


При изучении зависимости ЭП—рН висмутита, спаренного с пирротинном, прежде всего было установлено ощутимое снижение ЭП минерала практически на всем интервале рН (см. графики ЭП—рН). И в этом случае график изменения ЭП четко делится на три участка с теми же интервалами рН.

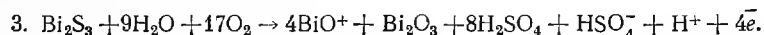
В интервале рН 2—3 тангенс наклона графика равен $-0,026$, электродный потенциал висмутита постепенно снижается и уравнение реакции имеет вид:



Второй участок (рН 3—6) характеризуется дальнейшим снижением потенциала висмута до $0,23$ В. Наложенная на диаграммы состояния висмута и серы эта часть графика проходит через поля распространения четырех- и шестивалентных ионов серы. В связи с этим представляется возможным протекание двух последовательных реакций:



В интервале рН=6—9 происходит заметное выполаживание графика (тангенс= $-0,013$), и уравнение реакции окисления висмутита приобретает новый вид:



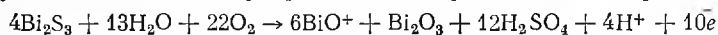
Таким образом, окисление висмутита в первом и во втором случае характеризуется преимущественным образованием подвижного висмутин-иона BiO^+ . В нейтральных и щелочных условиях (рН >6) развития окислительного процесса появляется возможность частичного закрепления висмута на месте в форме окисла. С увеличением рН окислительные реакции совершаются с возрастающим расходом кислорода.

Примечательно, что график ЭП—рН пирротина, находящегося в контакте с висмутином, оказался расположенным значительно ниже графика висмутита и большей своей частью отвечает уровню ЭП всего в $0,1$ В. Следует также заметить, что он почти целиком разместился в поле форм низковалентной серы (SO_2 , HSO_3^- , $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$).

Обсуждение экспериментальных результатов

Результаты, полученные экспериментально и выполненные в условиях, приближающихся к обстановке развития процесса окисления руд на Устарасайском месторождении, могут быть оценены как моделирующие характер окисления собственно висмутиновых и пирротин-висмутиновых руд.

В первую очередь следует отметить, что мономинеральные выделения висмутита (в кварце) характеризуются довольно высоким значением ЭП, лишь при рН >6 постепенно снижающемся до $0,2$ В. Этот факт свидетельствует о сравнительной трудности окисления минерала в обстановке зоны гипергенеза Устарасая, воды которой как уже отмечалось, характеризуются средним окислительным потенциалом $0,15-0,25$ В. Учитывая величину рН этих вод (7—8), можно уверенно полагать, что нелегко протекающий процесс окисления висмутита совершается преимущественно по типу третьей экспериментальной реакции



с образованием на месте висмутовых охр (бисмит и др.) и серной кислоты, а также частичным выносом Bi в виде висмутин-иона BiO^+ . Значительная часть висмутита в этом случае может остаться неокисленной, особенно когда потенциал среды будет $<0,2$ В.

Анализ диаграммы состояния висмута, особенно очень узкие области перехода Bi^{3+} и BiOH^+ в Bi_2O_3 (граница 3 на диаграмме), позволяет полагать, что при окислении висмутита в порах и микротрещинах, где концентрация Bi в кислых водах может достигать высокого значения (1 и более 1%), сульфид почти непосредственно переходит в Bi_2O_3 (бисмит),

минуя стадию образования растворимого висмутин-иона BiO^+ . В этих условиях висмутин непосредственно замещается окисью. В обстановке нейтральных и разбавленных вод ряд превращений висмутита включает стадию образования BiO^+ . Происходит более интенсивный вынос висмута из сферы окислительных реакций.

Присутствие в руде пирротина меняет характер окисления висмутита самым сильным образом. В паре с пирротин-ом висмутин, если несколько и снижает свой электродный потенциал, то устойчиво занимает катодное положение. Анаодный (окислительный) процесс в этом случае перемещается на пирротин, разрушение которого в условиях нейтральной и щелочной среды, как известно, приводит к образованию гидроокислов железа (лимонита). Потенциал окисления пирротина, как видно из приведенных экспериментальных материалов, довольно низкий, что особенно благоприятно для его гипергенного изменения. В числе продуктов окисления пирротина в этом случае господствуют (особенно в участках снижения рН вод) формы четырехвалентной серы, в том числе и сернистый газ, что следует учитывать при эксплуатационных работах на месторождении, особенно в подземных выработках.

Висмутин в случае электрохимического воздействия с пирротин-ом, т. е. в составе пирротин-овых руд, остается неизменным или мало измененным. Содержание Bi в лимоните в сульфидной форме на Устарасайском месторождении служит положительным критерием экспериментальных результатов и показателем высокой роли электрохимического фактора в развитии зоны окисления висмутовых руд.

Применительно к зоне окисления висмутовых месторождений до сих пор используется универсальная схема, согласно которой при окислении висмутита возникает легко гидролизующаяся соль $\text{Bi}_2(\text{SO}_4)_3$, на месте преобразующаяся в слабо растворимые окислы и карбонаты висмута [5].

Эксперименты, согласующиеся по своим результатам с природными данными, убедительно показали, что в случае окисления даже мономинеральных агрегатов висмутита происходит существенное изменение характера реакций окисления сульфида с переменной щелочности-кислотности раствора — с ростом рН при различном расходе кислорода в этих реакциях наблюдается различное количественное соотношение между подвижными (BiOH^{2+} и BiO^+) и неподвижной (Bi_2O_3) формами гипергенного висмута и H_2SO_4 . Более того, окись висмута оказывается характерной лишь для нейтрально-щелочных сред. Таким образом, висмут в этих условиях нельзя рассматривать как полностью неподвижный компонент, а процесс окисления рудного минерала не может описываться реакцией только одного типа.

Картина окисления висмутита полностью изменяется, когда в руде появляется другой сульфид, контактирующий с ним. В случае присутствия в контакте с висмутин-ом пирротина окислительный процесс практически реализуется на сульфиде железа, т. е. висмутин оказывается защищенным от действия окисляющих агентов. Другие минералы (например, пирит) будут способствовать ускорению разложения висмутита.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреева Л. Н., Э. Ф. Минцер. О висмуте в бурых железняках.— В кн.: Исследования в области рудной минералогии. «Наука», 1973.
2. Геология СССР, т. 23, кн. 2. «Недра», 1971.
3. Гриненко Л. Н., Н. И. Еникеев, В. А. Гриненко. О возможности использования соотношения изотопов серы для поисков скрытых рудных тел в пределах Бурчмуллинского рудного поля (Средняя Азия).— Изв. вузов. Геология и разведка, 1974, № 9.
4. Еникеев Н. И. К миграции висмута в природных водах.— Узб. геол. журн., 1973, № 2.
5. Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. Изд-во АН СССР, 1951.
6. Яхонтова Л. К., А. П. Грудев, И. А. Пономарева. Электрохимическое изучение арсенидных минералов.— В кн.: Минералы СССР, вып. 17, 1966.
7. Pourbaix M. Atlas d'équilibres électrochimiques à 25° C. Paris, 1963.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ЗАМЕТКИ

Е. А. АКОПЯН

ПЕРВЫЕ НАХОДКИ РАНЕЕ ИЗВЕСТНЫХ МИНЕРАЛОВ НА ТЕРРИТОРИИ СССР (Обзор II. 1972—1975)¹

Аминовит. $\text{Ca}_2(\text{Be}, \text{Al})\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$. Капустин Ю. Л. О первой находке аминовита в СССР и соотношениях минералов в группе лейкофана — аминовита. ДАН СССР, 1973, т. 209, № 1, стр. 177—180. Тува. Во флюоритовых жилах, развитых в массиве нефелиновых сиенитов; физ. св., опт. св., хим., дбгр, пар. э. я.

Ауростибит. AuSb_2 Назьмова Г. Н., Спиридонов Э. М., Шалаев Ю. С. Ауростибит месторождения Бестюбе в Северном Казахстане (первая находка в СССР). ДАН СССР, 1975, т. 222, № 3, стр. 687—689. Сев. Казахстан. Развита на участке совмещения золоторуд. и антимонит. минеральн. ассоц.; физ. св., опт. св., хим. сост. (эл. з.), дбгр, пар. э. я.

Афганит. $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{K})_{7-8}[\text{AlSiO}_4]_6(\text{Cl}, \text{SO}_4\text{CO}_3)_3\text{nH}_2\text{O}$. Иванов В. Г., Сапожников А. Н. Первая находка афганита в СССР. ЗВМО, 1975, ч. 104, в. 3, стр. 328—331. Прибайкалье. В лазуритовом м-нии; физ. св., опт. св., хим., ИК, дбгр, пар. э. я.

Браммалит. $\text{Al}_{2,0}\text{Na}_{0,58}\text{K}_{0,18}[\text{Al}_{0,87}\text{Si}_{3,13}]\text{O}_{9,8}(\text{OH})_{2,41}$. Блох А. М., Сидоренко Г. А., Дубинчук В. Т., Кузнецова Н. Н. О находке браммалита — натриевои гидрослюды. ДАН СССР, 1973, т. 208, № 5, стр. 1194—1197. Сев. Казахстан. В аргилитах и алевролитах и в прорывающих их дайковых образованиях; физ. св., опт. св., хим., сп., терм., дбгр, пар. эл. я.

Броценит. $(\text{TR}_{0,98}\text{Ca}_{0,06}\text{U}_{0,01}\text{Th}_{0,01})_{1,06}(\text{Nb}_{0,94}\text{Ta}_{0,01}\text{Fe}_{0,03}^{3+})_{0,98} \cdot \text{O}_{4,0}$. Марченко Е. Я., Чашка А. И., Хвостова В. А., Быкова А. В. Редкоземельные тантало-ниобаты группы фергюсонита из карбонатитов. ДАН СССР, 1975, т. 225, № 5, стр. 1168—1170. В карбонатитах; физ. св., опт. св., хим., сп., терм., ИК, дбгр, пар. эл. я.

Вантгоффит. $\text{Na}_6\text{Mg}(\text{SO}_4)_4$. Нгуен Тат Чам, Лобанова В. В., Франк-Каменецкий В. А. Первая находка вантгоффита в соляных отложениях Восточного Предкарпатья. ЗВМО, 1973, ч. 102, в. 2, стр. 192—193. Установлен в керне буровых скважин, в калийных отложениях; уд. в., опт. св., хим., дбгр, парам. эл. я.

Минерал из гр. **Виксита** (уиксита). $\text{K}_2(\text{UO}_2)_2(\text{Si}_2\text{O}_5)_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Тарханова Г. А., Сидоренко Г. А., Мороз И. Х. Первая в СССР находка минерала группы виксита. ЗВМО, 1975, ч. 104, в. 5, стр. 598—603. В окисленных рудах молибдено-уранового м-ния; физ. св., опт. св., хим., терм., дбгр, пар. эл. я.

Вяйрюненит. $\text{MnBe}[\text{PO}_4](\text{OH})$. Гордиенко В. В., Федченко В. Ф., Зорина М. Л., Новикова Ю. Н., Чернышева В. Ф. Первая находка вяйрюненита $\text{MnBe}[\text{PO}_4](\text{OH})$ — в СССР. ЗВМО, 1973, ч. 102, в. 4, стр. 432—435. Вост. Казахстан; в одной из жил пегматитового поля; физ. св., хим., терм., ИК, парам. эл. я.

¹ Принятые сокращения: гон — гониометрия; дбгр — дебаеграмма; ИК — инфракрасная спектроскопия; микрохим. — микрохимический анализ; опт. св. — оптические свойства; пар. э. я. — параметры элементарной ячейки; пок. пр. — показатель преломления; сп. — спектральный анализ; терм. — термический анализ; уд. в. — удельный вес; физ. св. — физические свойства; хим. — химический анализ; хим. сост. (эл. з.) — анализ электронным зондом.

Грандидьерит. $MgAl_3[SiO_4]_3[BO_3]O_2$. Завьялова И. В., Вартанова Н. С., Архипенко Д. К., Григорьева Т. Н., Солотчина Э. П. О находке грандидьерита в Западном Забайкалье. ДАН СССР, 1973, т. 213, № 4, стр. 926—929. В аплитовидных прожилках в роговиках; опт. св., ИК, парам. эл. я.

Жисмондин. $CaAl_2Si_2O_8 \cdot 4H_2O$. Клитченко М. А., Супрычев В. А. Феррьерит, жисмондин и анальцим из мончикитов и камптонитов южной части Донбасса. ДАН УССР, сер. Б, 1974, № 8, стр. 687—690. Опт. св.

Ирарсит. $IrAsS$. Генкин А. Д., Лапутина И. П., Муравицкая Г. Н. Рутений — и родийсодержащий пентландит — показатель гидротермальной мобилизации платиновых металлов. Геол. рудных м-ний, 1974, т. 16, № 6, стр. 102—106. Урал. В дунитах; хим. сост. (эл. з).

Коэсит. SiO_2 . Масайтис В. Л., Райхлин А. И., Решетняк Н. Б., Селивановская Т. В., Шитов В. А. Коэсит из Попигайского кратера (первая находка в СССР). ЗВМО, 1974, ч. 103, в. 1, стр. 122—127, Сибирь. Установлен в кварц. стекле, находки, в виде обломков в импактитах метеоритного кратера; опт. св., ИК, дбгр.

Лаузенит. $(Fe^{2+}, Al)_2[SO_4]_3 \cdot 6H_2O$. Сребродольский Б. И. Лаузенит. Первая находка в СССР. ДАН СССР, 1974; т. 219, № 2, стр. 441—442. Украина. Установлен на горящем терриконе угольной шахты, в глинистых углесодержащих породах; физ. св., опт. св., хим., терм., ИК, дбгр.

Лаурионит. $PbCl(OH)$. Протодьяконова З. М., Тимофеева Т. С., Исанов Р. Р., Соколова Л. А. Надорит и лаурионит в рудах Кара-Елчи (Туркменская ССР). Зап. Узб. отд. ВМО, 1974, вып. 27, стр. 95—97. Установлен в карбонатизированных аргиллитах; физ. св., опт. св., дбгр.

Маккинстриит. $Cu_{0,8+x}Ag_{1,2-x}S$. Яренская М. А., Костоногов В. Г., Муратов Э. М., Слюсарев А. П. Первая находка маккинстриита в СССР. ЗВМО, 1975, ч. 104, в. 1, стр. 62—65. Казахстан. В рудах золото-серебробарит. м-ния; физ. св., опт. св., хим. сост. (эл. з.), дбгр.

Маунтинит. $(Ca, Na_2, K_2)_2Si_4O_{10} \cdot 3H_2O$. Буссен И. В., Латышева Л. Г., Меньшиков Ю. П., Мерьяков А. Н., Романова Т. С., Сахаров А. С. Маунтинит — первая находка в Советском Союзе. ДАН СССР, 1973, т. 210, № 3, стр. 674—677. Кольский п-ов. В натролитовой зоне пластовой пегматоидной залежи; физ. св., опт. св., хим., терм., ИК., дбгр, парам. эл. я.

Меланофлогит. SiO_2 . Кропачева С. К., Макаров Н. Н. Первая находка меланофлогита в ССР. ДАН СССР, 1975, т. 224, № 4, стр. 905—908. Керченский п-ов. В отвалах горных выработок в обломках серных руд; опт. св. Предкарпатье. В штуфах серных руд; макр.

Мертинит. $Pd_5(Sb, As)_2$. Разин Л. В., Дубакина Л. С. Первые находки арсеноантимонидов и арсеностаннидов палладия в платиновых месторождениях Советского Союза. ЗВМО, 1974, ч. 103, в. 5, стр. 581—594. Южн. Якутия. В платиновом элювиально-аллювиальном россыпном м-нии. Норильский р-н, в медно-никелевых рудах; физ. св., опт. св., хим. сост. (эл. з.), дбгр.

Метаалюминит. $Al_2SO_4(OH)_4 \cdot 5H_2O$. Мазитов В. Н., Кашик С. А., Кашаева Г. М. Первая находка метаалюминита в СССР. ЗВМО, 1975, ч. 104, в. 2, стр. 202—203. Береговые обрывы оз. Байкал. В трещиноватых зонах верхнепротерозойских кристаллических сланцев; опт. св., хим., ИК, дбгр.

Метановачекит. $Mg(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$. Скворцова К. В., Сидоренко Г. А., Мороз И. Х., Рыбакова Л. И., Жильцова И. Г. Первая находка метановачекита в СССР. ЗВМО, 1974, ч. 103, в. 5, стр. 606—611. В зоне окисления проявления молибдено-урановой минерализации; физ. св., опт. св., микрохим., сп., терм., дбгр., парам. эл. я.

Миллозевичит. $(Al_{1,81}Fe_{1,90}^{3+})_2[SiO_4]_3$. Сребродольский Б. И. О находке миллозевичита в СССР. ДАН СССР, 1974, т. 214, № 2, стр. 429—430. Львовско-Волынский угольный бассейн. Обнаружен на терриконе шахты; физ. св., опт. св., хим., терм., дбгр.

Надорит. $PbSbClO_2$. Протодьяконова З. М., Тимофеева Т. С., Иса-нов Р. Р., Соколова Л. А. Надорит и лаурионит в рудах Кара-Елчи (Туркменская ССР). Зап. Узб. отд. ВМО, 1974, вып. 27, стр. 95—97. В карбонатиз. аргиллитах; физ. св., дбгр.

Тетрагональный Натролит. $Na_2[Al_2Si_3O_{10}] \cdot 2H_2O$. Гусева Л. Д., Мень-шиков Ю. П., Романова Т. С., Буссен И. В. Тетрагональный натролит из Ловозерского щелочного массива. ЗВМО, 1975, ч. 104, в. 1, 66—69. В ус-сингит-чкаловитовых жилках секущих уртиты; физ. св., опт. св., хим., дбгр.

Нисбит. $NiSb_2$. Качаловская В. М., Кукоев В. А. Первая в СССР на-ходка нисбита. Сб. «Исследования в области рудной минералогии», Изд. «Наука», 1973, стр. 213—214. М-ние Фестивальное. В массивных сульфидных рудах; физ. св., опт. св., хим. сост. (эл. з.)

Нордстрандит. $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$. Куликова Г. В., Цеховольская Д. И., Ши-тов В. А. Нордстрандит — первая находка в СССР. Соколовско-Сарбай-ские м-ния. ДАН СССР, 1974, т. 217, № 1, стр. 190—193. В высокожеле-зистых бокситах; опт. св., ИК, дифрактограмма.

Оруэтит. Bi_3TeS_4 . Онтоев Д. О., Тронева Н. В., Цепин А. И., Вяль-сов Л. Н., Басова Г. В. Первая находка оруэтита в СССР. ЗВМО, 1974, ч. 103, в. 3, стр. 346—352. В Забайкалье. В висмут-сфалерит-пирротино-вых рудах; физ. св., опт. св., хим. сост. (эл. з.), дбгр.

Парараммельсбергит. $NiAs_2$. Виноградова Р. А., Боришанская С. С., Еремин Н. И., Вяльсов Л. Н. Парараммельсбергит из Берикуньского ме-сторожения (первая находка в СССР). ЗВМО, 1974, ч. 103, в. 1, стр. 128—131. Кузнецкий Алатау. В золоторудном м-нии; опт. св., хим. сост. (эл. з.), дбгр.

Ранкинит. $Ca_3[Si_2O_7]$. Королюк В. Н., Лаврентьев Ю. Г., Паль-чик Н. А., Ревердатто В. В. Первая находка ранкинита в СССР. ЗВМО, 1974, ч. 103, в. 1, стр. 136—139. Р-н р. Нижн. Тунгуски. В контактной зоне траппового интрузива; опт. св., хим. сост. (эл. з.), дбгр.

Спенсит. $(Ca, Fe)_2(Y, La)_3(B_3Si_{4,3}Al_{0,7})_8(O, OH, F, Cl)_{20}$. Капу-стин Ю. Л. Первая находка спенсита в СССР. ЗВМО, 1975, ч. 104, в. 5, стр. 589—597. Тува. В пегматитах щелочных массивов; физ. св., опт. св., хим., терм., дбгр.

Старингит. $(Fe, Mn)_{0,5}(Sn, Ti)_{4,5}(Ta, Nb)_{1,0}O_{12}$. Хвостова В. А., Сле-чарчук В. С., Лапутина И. П. Первая находка старингита в Советском Союзе. Тр. Минерал. музея им. А. Е. Ферсмана, 1974, вып. 23, стр. 226—228. Вост. Сибирь. В пегматитовых жилах; физ. св., опт. св., хим. сост. (эл. з.).

Тааффеит. $BeMgAl_4O_8$. Кожевников О. К., Дашкевич Л. М., Заха-ров А. А., Кашаев А. А., Кухринкова Н. В., Синкевич Т. П. Первая на-ходка тааффеита в СССР. ДАН СССР, 1975, т. 224, № 6, стр. 1399—1401. Вост. Сибирь. В метасоматических образованиях; физ. св., опт. св., сп. дбгр, парам. эл. я.

Феррьерит. $(Na, K)_2MgAl_3Si_{15}O_{36}(OH) \cdot 9H_2O$. Клитченко М. А., Суп-рычев В. А. Первая находка феррьерита в СССР. ЗВМО, 1974, ч. 103, вып. 1, стр. 140—141. Донбасс. В камптонитах; опт. св., дбгр, парам. эл. я.

Хедлиит. Bi_7Te_3 . Нечелюстов Г. Н., Авдонин А. С., Халезова Е. Б. О первой находке хедлиита в СССР. ДАН СССР, 1973, т. 210, вып. 6, стр. 1431—1434. Зап. Узбекистан; Приморье. В рудах скарново-шеелито-вых м-ний; физ. св., опт. св., хим. сост. (эл. з.), дбгр, парам. эл. я.

Для ряда минералов, описанных как «первые находки» на террито-рии СССР, есть описания в ранее опубликованных статьях.

Бафертисит. $BaFe_2TiSi_2O_9$. Степанов А. В., Минеев Д. А., Катае-ва З. Т. Первая находка бафертисита в СССР. Сб. «Минерал. исследо-вания», ИМГРЭ, 1972, вып. 2, стр. 17—22. Казахстан. В приконтактовой

зоне массива рибекит-альбитовых гранитоидов; физ. св., опт. св., хим., пар. эл. я.

Примечание. 1) Гониометрическое описание кристаллов бафертисита, обнаруженных в приконтактной зоне массива гранитоидов в Казахстане приводят Яковлевская Т. А. и Минеев Д. А. в статье «О кристаллах и оптической ориентировке бафертисита», Тр. Минерал. музея им. Ферсмана А. Е., 1965, вып. 16, стр. 293—294. 2) Ганзеев А. А., Ефимов А. Ф., Любомилова Г. В. Марганцевый бафертисит из массива Бурпала (Сев. Прибайкалье), Тр. Минер. музея им. Ферсмана А. Е., 1971, вып. 20, стр. 195—197; физ. св., опт. св., хим. ан.

Гетчелит. $AsSbS_3$. Волгин В. Ю., Иванов В. С., Мичкарев В. П., Парфенов В. П. Первая находка гетчелита в СССР. Сб. «Минерал. исследования», ИМГРЭ, 1972, вып. 2, стр. 3—17, Киргизия. В рудах; физ. св., опт. св., хим., дбгр.

Примечание. В статье Геворкьян С. В., Платонов А. Н., Поваренных А. С. — «Окраска гетчелита», опубликованной в Минерал. сб. Львовск. ГУ, 1967, № 21, вып. 4, стр. 264—268, приводятся результаты изучения окраски образцов гетчелита из Хайдарканского м-ния (Ср. Азия).

Густавит. $Ag_3Pb_6Bi_{11}S_{24}$. Нечелюстов Г. Н., Авдонин А. С., Халезова Е. Б. Густавит из месторождения Бом-Горхонское (первая находка в СССР). ДАН СССР, 1975, т. 220, № 6, стр. 1406—1409. В рудах грейзенового-вольфрамитового м-ния; физ. св., опт. св., хим. сост. (эл. з.), дбгр., парам. эл. я.

Примечание. Несколько раньше, в 1967 г. Сахарова М. С. в статье «О химическом составе минералов висмута из Вост. Забайкалья», опубликованной в Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, стр. 80—91, приводит данные о химическом составе (эл. з.) густавита из забайкальских м-ний.

Г. А. АННЕНКОВА

ПОСТУПЛЕНИЯ В МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ МУЗЕЙ АН СССР В 1976 ГОДУ

В 1976 г. фонды Минералогического музея АН СССР пополнились почти 800 экспонатами. Некоторое уменьшение количества поступлений по сравнению с предыдущими годами объясняется большой работой по консервации экспозиций в связи с начавшимся капитальным ремонтом музея. Основное внимание уделялось комплектованию систематической коллекции. В течение года было записано 29 новых для музея минеральных видов и разновидностей.

* Альтхаузит	Норвегия, Oventjern
Берлинит	Руанда, Buranga
Болтвудит	США, Utah
Визеит	Бельгия, Vise
Вольфенит	США, New Hampshire
* Гоудкенит	США, New Hampshire
Давсонит	Белорусская ССР
Доверит	Украинская ССР
Дюссертит	Алжир, Djebel Debar
* Иофортьерит	Канада, St. Hilaire
* Карлфризит	Мексика, Sonoga

Кимрит	США, California
Кобальтоменит	Конго, Musonoi
Корнваллит	ФРГ, Schwarzwald
Лафлинит	США, Wyoming
Малаяит	Англия, Devon; Япония, Takachiho
Метагаллуазит	Франция, N. Loire
Метаураноцирцит	США, Dakota
Миннесотаит	Италия, Сардиния
* Намбулит	Япония, Katakami
Окартит	Аргентина, Pirquitas
Родостаннит	»
Сванбергит	Швеция, Vermland
Теллурвисмутит	Казахская ССР
Треворит	Бурунди, Musongati
Уолстромит	США, California
* Фоггит	Зап. Австралия
Хенрихит	США, Oregon
* Холтит	СССР

Важно отметить, что в приведенном списке 7 минералов (отмечены звездочкой), утверждены Комиссией по новым минералам IMA в 1972—1976 гг.

Пополнение музея, как и в прежние годы, шло за счет, во-первых, экспедиций музея, во-вторых, материалов, переданных отечественными специалистами, и, в третьих, международного обмена.

В 1976 г. экспедиции побывали в Туве, Хакассии, Якутии, Бурятии, Казахстане, Киргизии, Туркмении, Подмосковье. Обширный и минералогически ценный материал привезен якутской экспедицией, побывавшей на флогопитовых месторождениях Алдана. Собрано несколько десятков хорошо оформленных кристаллов зеленого диопсида. Кристаллы невелики по размеру — 4—8 см, но богаты гранями (до 9 простых форм). Нарядно выглядят они в ассоциации с флогопитом и розовым кальцитом. На этих же месторождениях были взяты и образцы темно-зеленого, почти черного форстерита, уплощенные кристаллы которого достигают 3—4 см, иногда 15 см. Побывала экспедиция на известном месторождении Чайныт, откуда были привезены образцы мелкозернистого ярко-красного корунда. Из других сборов этой экспедиции заслуживает внимания изумрудно-зеленый трещиноватый хромдиопсид месторождения Инагли (образцы $8 \times 8,5 \times 10$ см). В мелких обломках минерал прозрачен, имеет интенсивную окраску и может, как известно, использоваться для огранки. Собранный якутской экспедицией материал, несомненно, представит интерес для любой коллекции и поэтому часть его передана в обменный фонд.

В 1976 г. был организован специальный выезд по сбору материалов в карстовых пещерах Хайдаркана Киргизской ССР, которые отличаются необычайным разнообразием форм кристаллизации арагонита и кальцита. Экспедиция привезла фрагменты драпировок и покровной коры, ветвящиеся гелектиты голубоватого арагонита, кораллиты и кристаллиты. Генетически интересен образец (12×18 см), на котором четко видно, как лучистые кристаллы желтого кальцита драпировки обрастают розовой кораллитовой корой, которая в свою очередь сменяется кристаллититами в виде прозрачных скалено-эдрических кристаллов. Интерес специалиста вызовет кристаллититовый сталактит конусовидной формы (диаметр 16 см, высота 20 см), со сверкающей благодаря искривленным граням кальцита мозаичноблочной поверхностью. И в верхней, и в нижней части сталактита имеются гелектиты, находящиеся с ним в тесном сростании. Нарядны образцы (до 20 см) арагонитового тонкослойного оникса голубовато-зеленого цвета, отбитые от покровной

коры, покрывающей свод одной из пещер. Все эти экспонаты будут использованы в дальнейшем при реорганизации выставки «Минеральные агрегаты пещер». Кстати, музейное собрание пещерных образований в 1976 г. пополнилось особенно успешно. В музей поступили концентрически-зональные сталактиты (до 22 см) из пещер Домодедовского района Московской области, классический по форме тарельчатый сталагмит (высота 25 см, диаметр 12 см) и прекрасная коллекция монокристалльных прозрачных гелектитов из пещер Абхазии.

Очень ценные материалы получены музеем от советских исследователей и геологов-производственников. Московские минералоги передали в музей удивительную находку — мономинеральный эвкрипит из блоковой зоны одного из пегматитов Сибири. Первый образец — часть крупного (судя по плоскости скола по спайности 9×11 см) монокристалла, второй образец размером $14 \times 20 \times 24$ см представляет собой агрегат крупных кристаллов. Эвкрипит частично замещен калиевым полевым шпатом и мелкочешуйчатой слюдой и поэтому окрашен в серый цвет. В незамещенных участках (до 4×8 см) эвкрипит бесцветен, полупрозрачен, имеет жирный нефелиноподобный блеск и слабо выраженную спайность.

От москвичей поступил и другой уникальный образец — впервые найденные в мире призматические светло-сиреневые кристаллы (до 0,4—2 см) холтита из литиевых пегматитов.

К числу наиболее интересных экспонатов года относятся и образцы минералов, впервые установленные на территории СССР. Это пироксмангит в ассоциации с пруситом и пирротином и куспидин, слагающий прожилок 0,5 см в зональном магниевом скарне с волластонитом и голубым диопсидом.

Москвич А. П. Хомяков, один из авторов первого описания умбоэрита, передал образец с очень для этого минерала крупными призматическими включениями (до 1,0 см). Минерал найден в обычной ассоциации — в усингитовой жилке с фосинаитом, пластинчатым вуоннитом и розетками нордита (до 2 мм в диаметре).

Геологи Кольского полуострова передали редкие образцы из щелочных пород Хибинского массива. Здесь и тонкочешуйчатый магнизоастрофиллит с бронзовым блеском, и идеальный кристалл (диаметром 4 мм) розового вадейта в натролите, и густо-синий крупнокристаллический корунд, и дельхайелит, впервые найденный в Хибинах в виде кристаллов (до 2 см) призматического габитуса, и, наконец, прайдерит — первая находка в СССР и вторая в мире. Черные, дипирамидального облика кристаллы прайдерита не более 0,5 мм образуют в натролите скопления до 1,5—2 см в поперечнике. Находка интересна и в генетическом отношении, поскольку впервые прайдерит был описан в лейцитосодержащих породах Австралии.

Привлекают внимание образцы из гранатовых гнейсов Карелии — ярко-красные призматические кристаллы $5 \times 5 \times 15$ мм корунда и синий кианит с эпитактической оторочкой (3 мм) коричневого ставролита. Наглядным примером сложной пластичной деформации кристаллов является другой образец кианита, где на плоскости 15×15 см сросток параллельных кристаллов круто изогнут в противоположные стороны, подобно цветку лилии. Контраст синей окраски минерала с белым фоном вмещающего кварца придает образцу особую привлекательность.

Белорусский геолог В. П. Курочка подарил музею образец описанной им охристо-красной метаморфизованной туфогенной породы, состоящей в значительной степени из тонкочешуйчатого давсонита, различимого только под микроскопом. Находка давсонитсодержащей породы представляет большой научный интерес.

Геологи Солигорского комбината Белоруссии подобрали для музея большую коллекцию минералов и руд Старобинского месторождения калийных солей.

Прекрасный образец недавно открытого им баратовита прислал таджикский минералог В. Д. Дусматов. Минерал образует в кварце крупнопластинчатые ($3,5 \times 6$ см) выделения светло-розового цвета и по своему перламутровому блеску напоминает гейландит. В ассоциации с баратовитом находятся такие редкие минералы, как согдианит и эканит (до 7 мм).

Очень богаты и разнообразны экспонаты, полученные от сибирских специалистов. Например, неполный кристалл (3×6 см) воробьевита густой окраски, снежно-белый палыгорскит из кимберлитовой трубки, сросток кривогранных таблитчатых кристаллов (до 6 см) гематита и т. д. Поступила в музей имеющая большую научную ценность коллекция кристаллов кварца, собранная ныне покойным геологом Г. Б. Митичем, много лет проработавшим в Якутии. Кристаллы различны по морфологии, имеют фантомы, так называемые «голубые лучи», сложное зональное строение, часто обусловленное включениями гематита и хлорита. Очень любопытны зональные растворенные кристаллы, в которых растворению подвергались несколько зон, параллельных граням ромбоэдра, так что 3—4 головки кристалла кажутся вложенными одна в другую.

От геологов Н. Г. Закусило и В. Н. Оболина, работающих на Коршуновском месторождении Иркутской области, записан в коллекцию магнетит (14×14 см). Образец представляет собой агрегат концентрически зональных с гладкой поверхностью сферолитов (диаметром до 3,5 см) магнетита, сцементированных тем же мелкозернистым магнетитом. Из Геолого-минералогического музея Политехнического института г. Читы прибыли образцы Удоканского меднорудного месторождения. Коллекция содержит песчаники с борнитом, халькопиритом, азурином, малахитом, антлеритом и характеризует месторождение в целом.

Помимо природных минералов, среди новинок года нельзя не отметить и некоторые синтетические, выращенные в лабораториях новосибирских ученых: рубиново-красный прозрачный прустит ($1 \times 4,5$ см), сросток (5×6 см) крупных кристаллов изумруда и призматические кристаллы (до 11 мм) бромеллита, внешне неотличимые от горного хрусталя.

В результате международного обмена в коллекции музея поступило 174 образца из 36 стран мира. Международный обмен позволил значительно дополнить систематическую коллекцию новыми минеральными видами, как это видно из списка, приведенного в начале обзора.

Был получен также ряд довольно редких минералов, таких как новачекит (США), арамайит (Аргентина), лантанит (Бразилия), берцелиит (Швеция), селлаит (Франция). Минералогический музей в Осло прислал только что описанный норвежскими учеными новый фосфат — альтхаузит. Миланский музей передал осумилит, найденный на о. Сардиния. Осумилит встречен в пустотках риолита в виде необычных для него черных таблитчатых хорошо образованных кристаллов 1—1,5 мм. Плодотворным был и традиционный обмен с музеем Высшей горной школы Франции — за год поступило почти 30 образцов, из которых наибольший интерес вызвал семсейит из Верхней Луары. Образец 18×22 см представляет агрегат ячеистого кварца с корками (1,5—2 см) семсейита. Местами корки завершаются почками чечевицеобразных расщепленных кристаллов до 1,5 см. Привлекает внимание и образец обохренного кварц-полевошпатового пегматита с псевдоморфозой тюрингита по длиннопризматическим (до 7 см) кристаллам пироксена (?).

Продолжает расти число образцов из африканских месторождений. За 1976 г. их стало больше на 70 штук. Многие из них — минералы группы танталита — колумбита или фосфаты, которыми так богаты месторождения Экваториальной Африки — церулеолактит, фронделит, берлинат и т. п. Кроме того, хотелось бы отметить флоренсит в каолине (Заир), дендрит касситерита (Руанда) и сахаровидный мономинераль-

ный гиббсит (Экваториальная Гвинея). Крепнут связи с музеями и отдельными специалистами из социалистических стран, откуда получены друза пластинчатого церуссита и пироморфит (Болгария), гринокит и сферосидерит (Венгрия), секанинаит и буковскинит (Чехословакия), пластинчатый ковеллин и борнит (Югославия), пироп и водянопрозрачный санидин размером $3,5 \times 4$ см (Монголия).

И. П. ИЛУПИН

РАЗМЕР ВЫДЕЛЕНИЙ И СОДЕРЖАНИЕ ОЛИВИНА ПЕРВОЙ ГЕНЕРАЦИИ В КИМБЕРЛИТАХ ЯКУТИИ

Минералогия оливина с той или иной степенью детальности рассмотрена во многих работах, касающихся кимберлитов Якутии. Генезис крупных овальных вкрапленников оливина остается предметом дискуссии. Г. И. Смирнов [5] рассматривает их как оливин 1-й генерации (этот термин принят в настоящей статье), Н. Н. Сарсадских с соавторами [4] — как ксенокристаллы.

Предлагаемая статья посвящена относительно слабо изученным вопросам — размеру и содержанию оливина 1-й генераций в кимберлитах. Полученные результаты позволяют высказать определенные соображения относительно происхождения этого оливина.

Размер выделений оливина в кимберлитах

В большинстве случаев оливин 1-й генерации частично или полностью серпентинизирован. Серпентиновые псевдоморфозы по оливину измерялись в штуфах кимберлита, с помощью окулярной линейки микроскопа МБС-1, при увеличении $8\times$; цена деления линейки — 0,1 мм. При группировке результатов измерений был принят интервал 1 мм, в 10 раз превышающий цену деления. Мы стремились измерить все встреченные на поверхности штуфа псевдоморфозы по оливину 1-й генерации, образующие в породе порфиновые выделения. Поскольку граница между 1-й и 2-й генерациями нередко является нечеткой, применен формальный прием: к первой генерации отнесены зерна, превышающие 1 мм по длинной оси.

При построении графиков (гистограмм) плотности распределения неизменно оказывалось, что размеры по короткой оси дают более четко выраженный максимум, т. е. образуют более компактную совокупность, чем размеры по длинной оси — как для отдельных кимберлитовых тел, так и для всех сделанных измерений. Скорее всего, объясняется это тем, что округленное зерно оливина близко к трехосному эллипсоиду, средняя ось которого по размеру значительно ближе к малой оси, чем к большой; произвольное сечение такого эллипсоида есть эллипс, короткая ось которого изменяется в значительно меньших пределах, чем длинная [1]. Исходя из этого, для сопоставления отдельных кимберлитовых тел и отдельных блоков в сложных телах целесообразно пользоваться результатами измерений по короткой оси.

Несомненно, на практике все псевдоморфозы по оливину первой генерации измерить невозможно. Мешают как субъективные причины (наиболее крупные псевдоморфозы лучше видны, легче воспринимаются исследователем при изучении штуфов), так и причины вполне объек-

тивного порядка. Дело в том, что контуры псевдоморфоз не всегда четкие; чем мельче псевдоморфоза, тем менее резко она выделяется на фоне связующей массы и тем меньше уверенности в том, можно ли вообще назвать данное скопление серпентина псевдоморфозой по оливину. Как показала практика работ, мы допустим минимальную ошибку, принимая, что измеряются все псевдоморфозы размером более 2 мм по короткой оси. Следовательно, оценивая крупность зерен оливина 1-й генерации, правильнее относить число наиболее крупных зерен не к числу всех измеренных, а к числу зерен «относительно крупных», именно — имеющих размер более 2 мм по короткой оси.

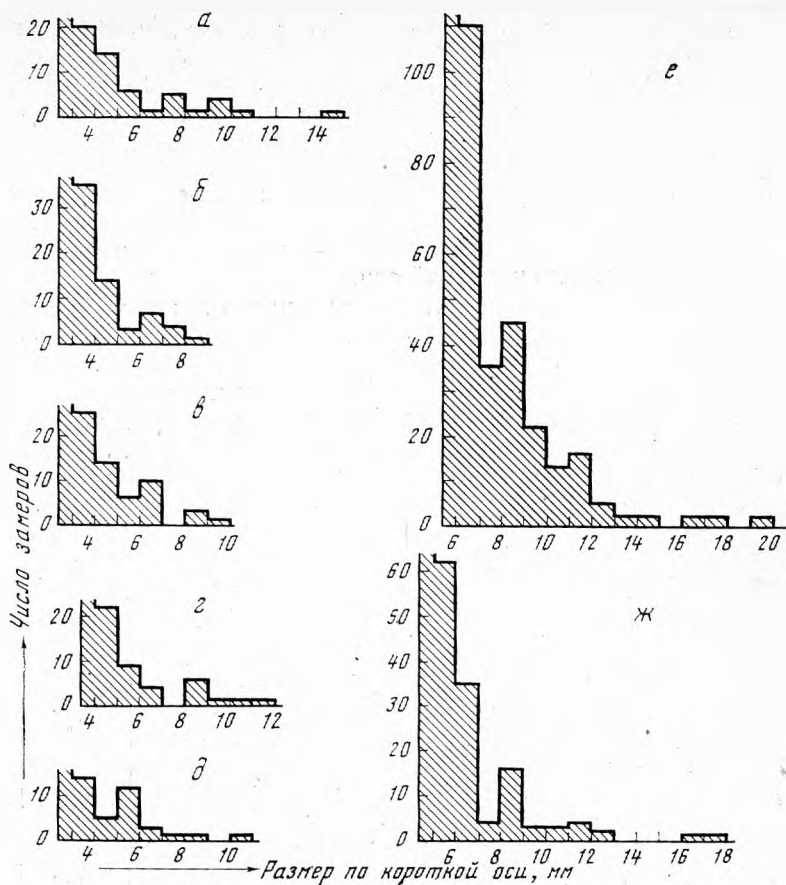
К «наиболее крупным» зернам оливина ранее мы причисляли зерна, превышающие 5 мм по короткой оси [3]. Однако в большинстве случаев, измеряя в штуде 150—200 зерен, мы встречаем менее 10 зерен, размер которых по короткой оси оказывается более 5 мм. Для получения более представительных данных правильнее принять в качестве нижнего предела для наиболее крупных зерен 4 мм по короткой оси. Эти пределы и приняты при составлении табл. 1, где показаны результаты измерений для некоторых кимберлитовых трубок Якутии.

Таблица 1
Результаты измерения оливина 1-й генерации (или псевдоморфоз по нему) в некоторых кимберлитовых трубках Якутии

Название трубки и разновидности	Количество измерений			n_2/n_1 , %	n_2/n_1 , %
	Всего измерено n	в том числе (по короткой оси)			
		более 2 мм	более 4 мм		
		n_1	n_2		
Алакитское поле					
Сувенир	223	91	17	7,6	18,7
Кира	187	76	11	5,9	14,5
Снежинка-зап., ш. 2	167	87	14	8,4	16,1
Снежинка-центр, ш. 11	177	50	6	3,4	12,0
Снежинка-вост., ш. 21	180	101	31	17,2	30,7
Снежинка-вост., ш. 34	196	97	11	5,6	11,3
Маршрутная-брекчия	205	100	16	7,8	16,0
Маршрутная-порф.	212	105	22	10,4	21,0
Далдынское поле					
Академическая	107	46	14	13,1	30,4
Азросъемочная	183	107	34	18,4	31,8
Зимняя, ш. 2	226	71	4	1,8	5,6
Геофизическая-брекчия	188	39	3	4,8	23,1
Геофизическая-порф.	132	62	22	16,7	35,6
Якутская-центр	520	225	33	6,3	14,7
Якутская-вост.	176	92	16	9,1	17,4

Примечания: порф. — «порфиновая» разновидность кимберлита в трубках сложного строения; ш. — шурф; зап. — западная часть трубки; вост. — восточная часть трубки.

Отношение числа «наиболее крупных» псевдоморфоз к числу «относительно крупных» (величина n_2/n_1 в табл. 1) колеблется для изученных объектов в широких пределах — от 5,6% до 35,6%. Крупность оливина может заметно различаться в отдельных блоках в пределах сложных трубок. Обычно в порфировых кимберлитах (2-го этапа внедрения — см. [2]) относительное количество крупных зерен повышено по



Фрагменты гистограмм (в области больших значений) размеров оливина первой генерации в кимберлитах Якутии

а — трубка Магнитная (восточная часть трубки Комсомольская-Магнитная) Верхне-Мунского поля, 274 зерна; б — трубка 325 лет Якутии Верхне-Мунского поля, 501 зерно; в — трубка Аэросъемочная Далдынского поля, 183 зерна; г — трубка Дальняя — брекчия Далдынского поля, 516 зерен; д — трубка Удачная-Восточная Далдынского поля, скв. 205, глуб. 610,5 м, 232 зерна; е — разные трубки Якутской кимберлитовой провинции, 11 387 зерен; ж — разные трубки Далдынского кимберлитового поля Якутии, 3591 зерно

сравнению с брекчией (1-й этап внедрения) той же трубки. Интересные данные получены для трубки «Снежинка» Алакитского поля. При геологическом изучении она была разделена на восточную, центральную и западную части. Массовые измерения псевдоморфоз выполнены, в частности, для двух шурфов (21 и 34), пройденных в разных точках в пределах восточной части трубки; при этом между двумя образцами выявлена существенная разница. Содержания пиропы и пикроильменита (позволяющие различать разновидности во многих других трубках) в трубке «Снежинка» ничтожно малы; размер оливина 1-й генерации является здесь важнейшим минералогическим критерием для уточнения границ между разновидностями кимберлитов. По всей вероятности, эта методика может быть с успехом применена и к другим трубкам.

Другим интересным результатом обработки массовых измерений вкрапленников оливина является установление сложного (бимодального) характера распределения: появление второго максимума в области высоких значений (рис. 1). Для выборки из 3591 измерения (Далдынское поле), а также для выборки из 11387 измерений (разные поля

Якутской провинции, включая Далдынское) второй максимум соответствовал интервалу 8—9 мм (размеры по короткой оси). Выборка из 11387 измерений была разделена на две совокупности по границе 7,5 мм. Сравнение совокупностей по критерию Стьюдента показало явное различие средних при 0,1%-ном уровне значимости. С геологической точки зрения, этот факт можно интерпретировать как доказательство существования по крайней мере двух различных источников оливина или двух различных процессов, в ходе которых оливин образуется. При большом числе наблюдений значимое различие получить нетрудно. Очевидно, важнее то обстоятельство, что бимодальность устанавливается не только для совокупности из многих тысяч наблюдений, но и для ряда образцов из отдельных трубок (рис. 1).

При сопоставлении данных о размерах оливина с цифрами для других минералов кимберлитов установлено следующее. Изменение максимальных размеров зерен оливина, пироба, ильменита и слюды от трубки к трубке близко к прямо пропорциональному, т. е. в одних трубках все 4 минерала образуют крупные желваки, в других — встречаются только в виде мелких выделений. Незначительный размер выделений (в некоторых трубках) нельзя связывать с дроблением — речь идет об овальных и округлых желваках, которые в одних трубках достигают 2—4 см (и более) в поперечнике, в других — измеряются первыми миллиметрами.

Эта зависимость подтверждает гипотезу о кристаллизации большей части выделений перечисленных минералов из магматического расплава. Условия развития отдельных магматических очагов, вероятно, определяли размер зерен протоминералов. Взаимосвязь между размерами наиболее крупных желваков оливина, пироба, ильменита и слюды говорит о тесном генетическом родстве между ними и плохо согласуется с гипотезой, связывающей все эти минералы с дроблением ультраосновных пород, присутствующих в виде ксенолитов в кимберлитах. Крупные кристаллы пироба в таких ксенолитах редки, крупные сплошные агрегаты ильменита и слюды обычно отсутствуют.

Содержание оливина 1-й генерации в кимберлитах

Для подсчета содержаний были выполнены измерения по параллельным линиям, прочерченным стальной иглой на распиленной поверхности штуфа, через 10 мм одна от другой. Этот способ аналогичен применяемой в петрографии методике определения содержаний с помощью интеграционного столика ИСА. За объемный процент данного компонента принимается умноженное на 100 частное от деления суммы отрезков, приходящихся на этот компонент, на суммарную длину линий. Как и при массовых измерениях, к первой генерации условно были отнесены псевдоморфозы, размер которых по длинной оси превышает 1 мм.

Одновременно в тех же штуфах подсчитывалось содержание ксенолитов осадочных пород, что дало возможность пересчитать содержание оливина на «собственно кимберлитовый» материал. Для этого измеренное содержание оливина достаточно разделить на $(100 - k)$, где k — процент ксенолитов осадочных пород, и частное умножить на 100. Содержанием ксенолитов метаморфических пород (в кимберлитах Якутии их обычно менее 1%) при этом пренебрегаем. Данные для ряда трубок приведены в табл. 2.

Результаты подсчета содержания вкрапленников оливина в кимберлитах разных полей Якутии даны В. А. Милашевым¹. Содержание подсчитано на приборе МИУ-1, для каждой трубки по 3—5, реже по 7—10 шлифам. Хотя применен другой прием, содержание по Далдынскому полю близко к нашим цифрам — 9,23% (объемных) по 22 трубкам у

¹ В. А. Милашев называет вкрапленники «оливином второй генерации».

Таблица 2

Содержание оливина 1-й генерации (или псевдоморфоз по нему) и ксенолитов осадочных пород в кимберлитах, об. % *

Название трубки и разновидности	Суммарная длина линий, мм	Ксенолиты осадочных пород, %	Оливин 1-й генерации	
			подсчитано, %	на «собственно кимберлитовый» материал, %
Алакитское поле				
Сувенир, ш. 332	3 385	7,3	6,1	6,6
Мархинская	1 501	25,2	1,4	1,9
Искорка-апофиза	2 634	14,7	9,1	10,7
Снежинка-Зап. (порф.)	3 064	3,1	18,0	18,6
Снежинка-Центр. (брекчия)	2 049	17,9	9,2	11,2
Маршрутная-брекчия	1 534	19,0	17,4	21,4
Маршрутная-порф.	2 188	3,8	22,0	22,9
Далдынское поле				
Дальняя — брекчия	12 410	19,2	9,1	11,3
Дальняя — порф.	7 135	0,4	17,3	17,4
Ленинградская-Центр.	6 772	14,6	10,9	12,8
Геофизическая — брекчия	1 329	16,1	10,0	11,9
Геофизическая — порф.	1 714	0,3	17,9	17,9
Академическая	2 613	22,3	8,1	10,4
Аэросъемочная	1 344	17,0	12,9	15,5
Аэромагнитная	5 006	4,6	5,8	6,1
Зимняя, ш. 3 и ш. 6	1 523	25,0	5,7	7,6
Зимняя, ш. 7	2 224	15,9	9,9	11,8

* См. примечания к табл. 1.

В. А. Милашева, 9,8% — среднее по 31 объекту у нас. Данные по Алакитскому полю заметно расходятся — 8,46% по 9 трубкам у В. А. Милашева, 12,3% по 25 объектам у нас; это несоответствие, вероятно, связано с небольшим числом трубок, изученных В. А. Милашевым, особенно если учесть значительные вариации содержаний внутри Алакитского поля. По-видимому, наши данные следует считать более представительными. Как правило, суммарная длина линий в наших образцах — не менее 1000 мм, что отвечает площади штуфа не менее 100 см², т. е. в 25 раз превышает площадь стандартного шлифа (2×2 см).

Содержание оливина 1-й генерации заметно различается при переходе от одной разновидности к другой в пределах сложных трубок (Снежинка, Дальняя, Геофизическая), хотя пересчет на «собственно кимберлитовый» материал иногда сглаживает эти различия (Маршрутная).

Содержание вкрапленников оливина обнаруживает слабую связь с содержанием других глубинных минералов — пиропы и ильменита. Так, многие трубки Далдыно-Алакитского района, для которых характерны низкие содержания пиропы и ильменита, оказались бедными (1,4—7,6%) оливином 1-й генерации: Сувенир, Мархинская, Магистральная, Аэромагнитная, Сибирская и др. Но неожиданно низким оказывается содержание вкрапленников оливина в трубках Моркока (7,3%) и Искорка (9,1%) — при высоком содержании ильменита; или в трубке Светлая (6,4%), относительно богатой пиропом. Несомненно, большую роль играет приуроченность трубки к тому или иному «кусту» (участку в пределах поля), для которого характерен определенный уровень содержаний оливина 1-й генерации.

Особенно четко это видно на примере Алакитского поля: все трубки, расположенные в верховьях ручья Веселого (Магистральная, Искорка, Светлая и др.) обнаруживают низкое содержание оливина 1-й генерации, а трубки северной части поля (Маршрутная и соседние с ней) — высокое содержание. Для ручья Веселого среднее по 6 изученным объектам — 7,1% при колебаниях от 5,4 до 9,1% (на «собственно кимберлитовый» материал — от 5,6 до 10,7%); тогда как для северной группы трубок среднее по 7 объектам — 18,6% при вариациях от 14,1 до 23,3% (при пересчете — от 14,3 до 23,5%).

Для некоторых кимберлитовых трубок выполненный подсчет подтверждает соображения о сложном строении (трубка Зимняя Далдынского поля).

Выводы

1. Крупность и содержание оливина 1-й генерации позволяют различать блоки в сложных кимберлитовых трубках. В частности, по крупности оливина установлено сложное строение восточной части трубки Снежинка, не выявлявшееся другими методами.

2. Сложный характер гистограмм крупности оливина говорит о двух (или более) источниках оливина в кимберлитах.

3. Взаимосвязь между размерами наиболее крупных желваков оливина, пиропы, ильменита и слюды согласуется с гипотезой протоматмической кристаллизации всех этих минералов.

4. В пределах Алакитского кимберлитового поля выделены группы трубок с определенными уровнями содержания оливина 1-й генерации: 5—9% для одного участка, 14—23% для другого.

Считаю своим приятным долгом поблагодарить Н. С. Маковскую за помощь в обработке цифрового материала.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бобривич А. П., Илупин И. П., Козлов И. Т., Лебедева Л. И., Панкратов А. А., Смирнов Г. И., Харькив А. Д. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. «Недра», 1964.
2. Илупин И. П. О химико-минералогических различиях последовательных фаз внедрения кимберлитов.— Геол. и геофиз., 1972, № 2.
3. Илупин И. П., Лебедев А. А. Субвулканическая фацция кимберлитов.— Сов. геол., 1963, № 9.
4. Сарсадских Н. Н., Ровша В. С., Благуйкина В. А. Минералы включений пироповых перидотитов в кимберлитах Далдыно-Алакитского алмазоносного района.— В кн.: Материалы по изучению алмазов и алмазоносных районов СССР. (Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 40). Л., 1960.
5. Смирнов Г. И. Протоматмическая стадия минералообразования в кимберлитах.— Геол. и геофиз., 1970, № 12.

В. А. КАЛЮЖНЫЙ, Р. П. СЛИВКОВА, Г. М. ФИРЕР

О СЕПИОЛИТЕ ИЗ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ТОЛЩ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИТИМАНЬЯ

В Нившерском районе были пробурены три скважины с поинтервальным отбором кернa. В одной из скважин (№ 183) в интервалах глубин 867,6—872,0 м впервые на северо-востоке Русской платформы был пересечен прослой сепиолита мощностью 0,20 м. Стратиграфически он при-

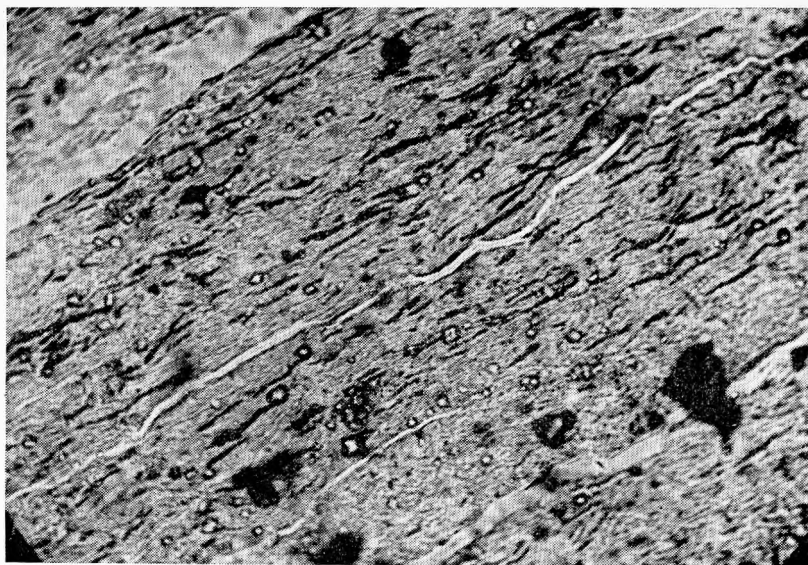


Рис. 1. Тонковолокнистая структура кристаллов нившерского сепиолита. Без анализатора, увел. 180, обр. 2398

урочен к подольско-мячковскому горизонту (C_2). В кровле его залегает серый с коричневатым оттенком, скрытокристаллический доломит, участками загипсованный, с включениями ангидрита. В подошве сепиолитового прослоя светло-серые органогеннообломочные доломитизированные известняки.

Ниже разрез сложен доломитами, доломитизированными органогенно-обломочными известняками с включениями и прослоями гипса и ангидрита с редкими прослоями известковистых глин.

Разрез показал стратиграфически датированные нижний карбон (интервалы глубин 1016—1100 м) и франкий ярус верхнего девона (интервалы глубин 1100—1274 м), покрывающие с большим разрывом во времени верхнерифейские доломитизированные известковистые породы, предположительно сопоставляемые с быструхинской свитой верхнего рифея Среднего Тимана.

Образец сепиолита в сухом виде имеет восковидный облик; он желтоватый по цвету, тонколистоватый (толщина слоев 1,5—2 мм), жирный, на ощупь с шершавой поверхностью, минерал слабо прилипает к языку, ноготь пальца при очень слабом нажиме оставляет черту. Он без усилий растирается в муку розовато-кремового цвета. При действии на сепиолитовую породу слабой соляной кислотой выделяются единичные пузырьки, указывающие на присутствие карбоната.

В шлифах под микроскопом минерал однороден, с тонким волокнистым строением (рис. 1). Волокна хорошо линейно ориентированы в одном направлении. Местами среди волокнистой массы иногда наблюдаются мелкие включения кальцита и халцедона. Интерференционная окраска сепиолита серовато-желтоватая, погасание волокнистых кристаллов прямое. В сходящем свете минерал дает фигуру двусосного кристалла $2V = \sim 50^\circ$, оптический его знак отрицательный, знак удлинения положительный, показатели преломления по $Ng' = 1,518$, по $Np' = 1,509$; $Ng' - Np' = 0,009$. По этим свойствам он отнесен к сепиолиту.

Рентгенографические исследования, проведенные А. С. Анисимовой, дали дебаграмму, тождественную эталону парасепиолита (табл. 1).

Таблица 1

Результаты рентгенометрического анализа Нившерского образца сепиолита

J	d/n	Парасепиолит [1]		J	d/n	Парасепиолит [1]		J	d/n	Парасепиолит [1]	
		J	d/n			J	d/n			J	d/n
10 ш. р.	11,8	9	12,3			9	2,55	4	1,579	3	1,58
2	7,5	3	7,52	4	2,45	6	2,44	3	1,550	3	1,55
2	6,7	3	6,75	1	2,40	3	2,38	5	1,515	3	1,51
1	5,71			7	2,26	6	2,25			3	1,49
2	4,98	3	5,02	1	1,19	3	2,18	1	1,468	3	1,46
		3	4,51	1	2,14	3	2,11	1	1,435	3	1,43
7ш	4,33	9	4,29	5	2,05	3	2,05	3	1,398	3	1,40
7	3,70	6	3,75	1	1,946	3	1,95	1	1,365		
2	3,50	3	3,53	3	1,867	3	1,86	1	1,336	3	1,34
6	3,29	6	3,35	1	1,792			5	1,298	3	1,29
5	3,16	6	3,18	2	1,741	3	1,72	5	1,282	3	1,27
2	3,04	3	3,04	4	1,694	3	1,69	1	1,259	3	1,25
5	2,87	3	2,82	1	1,633	3	1,66	1	1,238		
8ш	2,56	6	2,61								

ИК-спектр нившерского сепиолита, по Е. С. Рудницкой, характеризуется интенсивной полосой поглощения в области $1050-950\text{ см}^{-1}$, соответствующей валентным колебаниям тетраэдров SiO_4 . Максимум полосы раздвоен. Положение пиков соответствует 1020 и 960 см^{-1} . На высокочастотном плече основной полосы наблюдается узкий четкий максимум у 1200 см^{-1} . К низкочастотному плечу основной полосы примыкает хорошо выраженный дуплет $700-650\text{ см}^{-1}$ и интенсивная полоса с максимумом $485-493$, относящаяся к деформационным колебаниям связей $\text{Si}-\text{O}$ в тетраэдрах SiO_4 .

ИК-спектр этого же минерала показал широкую область валентных колебаний группы OH с максимумами 3685 , 3655 , 3635 и 3570 см^{-1} , с сильными водородными связями, различающимися по энергетическим уровням. Широкая полоса с максимумом 3400 см^{-1} области валентных колебаний группы OH и более интенсивная полоса с максимумом 1645 см^{-1} в области деформированных колебаний указывают на наличие в образце кристалла молекулярной воды (H_2O).

Кривая ДТА сепиолита показала эндо- и экзоэффекты (рис. 2). Эндоэффект в области 150° отвечает удалению низкотемпературной молекулярной воды. Незначительный по глубине эндоэффект отмечен при 370° . Он остался нерасшифрованным. Такой температуры эндоэффект может указывать на присутствие гиббсита. Алюминий в слабощелочных условиях и до слабощелочной среды легко гидролизует и выпадает в виде гелевидной формы белого осадка $\text{Al}(\text{OH})_3$. Но в нашем образце гиббит не был обнаружен.

Более глубокий эндоэффект в интервалах $780-790^\circ$ определяет выделение OH , судя по ИК-спектрам его непосредственный переход в экзотермический эффект при $800-805^\circ$, характеризует полное разрушение кристаллической решетки сепиолита.

Данные кривых ДТА сепиолитов трех районов СССР сходны (табл. 2).

Химические исследования сепиолита. На химический анализ и для других анализов минерал был просмотрен под лупой на его чистоту. Однако результаты химического анализа (табл. 3) и проведенные по принятому методу [4] их пересчеты показали, что в сепиолите в незначительных количествах присутствуют примеси других минералов.

В расчетах CaO и CO₂ были отнесены к кальциту по CO₂. Одна часть оставшейся CaO была связана с SO₃ (по содержанию общей серы, пересчитанной на SO₃) в молекулу гипса на том основании, что отложения сепиолита заключены в породах, содержащих гипс. Вторая — оставшаяся часть CaO—0,13% отнесена к сорбированной (в анализах глины избыток кальция именуется обменным). Щелочи и глинозем отнесены к мусковиту (расчет сделан по алюминию). Избыточная часть Na₂O—0,29%, по-видимому, является погрешностью анализа. Количество SiO₂, входящего в формулу сепиолита в молекулярных значениях были вычислены путем умножения атомного числа кремния на величину делителя. Свободный кварц составил 3,59%.

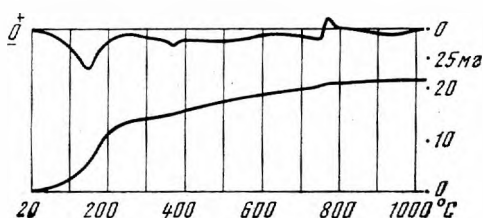
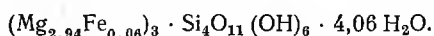


Рис. 2. Кривые дифференциального термического анализа. Нижняя линия характеризует выделения воды. Потеря веса составила 23,4%, обр. 2398

Таблица 2
Сравнительные данные результатов ДТА сепиолитов трех районов

Район	Эндозффекты, °C			Экзоэффекты
Нившерский р-он, Западное Притиманье	150	370	780—790	800—805
Верхне-Уфалейский р-н Урал [2, 3]	95—150		730—790	790—830
Южный Урал [3]	110—120	410 слаб.	780—790	830

После вычитания минералов-примесей (под микроскопом были установлены лишь кальцит и кварц) с учетом данных ИК-спектра в отношении OH и H₂O и кривой ДТА была получена структурная формула нившерского сепиолита:



Соотношение молекулярных количеств

$$\frac{FeO + MgO + Fe_2O_3}{SiO_2} = 0,750 \text{ или } 3 : 4.$$

Формула сепиолита по [9] Mg₃(OH)₂·Si₄O₁₁·H₂O, а по кристаллической структуре сепиолит аналогичен атапульгиту. Параметры ячейки сепиолита [3] a₀ = 13,4 Å, b₀ = 27,2 Å; c₀ = 5,32 Å.

Элементы-примеси, входящие в состав нившерского сепиолита, были исследованы Ал. Ф. Мартыновой методом спектрального анализа в следующих количествах (%): Li—2,10⁻², Ti—2,10⁻², Sr—4,10⁻³, Cr—4,10⁻³, La—2,10⁻³, Y—2,10⁻³, Ni—2,10⁻³, Mn—2,10⁻⁴, Mo—2,10⁻⁴, Cu—2,10⁻⁴.

Обсуждение

К настоящему времени сепиолит установлен в ряде мест СССР: на Урале, в Узбекистане, на Северном Кавказе, в Пермском Прикамье и других пунктах.

Таблица 3

Химический состав нившерского сепиолита и результаты его пересчета на структурную формулу

Окислы	Вес. %	Атомные количества	Вычитание примесей				Число катионов	Атомное количество катионов, входящих в формулу
			Кальцит	Гипс	Мусковит	Кварц		
SiO ₂	49,95	831,7			63,2	59,7	4	708,8
TiO ₂	Сл.							
Al ₂ O ₃	1,10	21,6			21,6			
Fe ₂ O ₃	0,68	8,5					0,05	8,5
FeO	0,14	2,0					0,01	2,0
MgO	21,00	521,1					2,94	521,1
CaO	1,40	25,0	18,4 ⁺	4 ⁺				
Na ₂ O	0,84 ⁺	27,0			17,8			
K ₂ O	0,18 ⁺	3,8			3,8			
V ₂ O ₅	0,02							
Cr ₂ O ₃	Сл.							
S (общ.)	0,12	4		4 ⁺				
CO ₂	0,82 ^{3*}	18,4	18,4					
H ₂ O ⁺	10,00 ^{3*}	1111,1			43,2		6,03	1067,9
H ₂ O ⁻	13,5 ^{3*}	1460,0		8			8,12	1452
Rb ₂ O	0,0015 ^{2*}							

Примечание. Делитель 177,22. Аналитик Е. А. Ешуткина. Из отдельной навески раствора сделаны определения: * — щелочи (фотометр пламени), аналитик Е. Л. Бородина; 2* — аналитик Г. Е. Каляничук; 3* — аналитик Р. С. Яшина; † — объяснение дано в тексте.

В осадочных породах сепиолит встречен среди карбонатных известковисто-доломитовых отложений алексинского горизонта нижнего карбона в районе Красной Поляны [6], а также в нижнепермских карбонатных отложениях Казанского Поволжья [7]. В Пермском Прикамье сепиолит был пересечен скважинами в нижнепермских доломитах и известковисто-доломитовых отложениях кунгурского яруса [8]. Мощность сепиолитсодержащих доломитов колеблется от десятков сантиметров до 6,0 м. В Верхне-Уфалейском районе сепиолит развит по контакту зеленокаменных пород и серпентинитов [2].

Генезис сепиолита обычно связывают с корами выветривания серпентинитов, оливинитов и других типов магматических пород богатых магнием. На Нившере он связан с хемогенными осадочными образованиями известково-доломитового состава в период обогащения раствора кремнекислотой в условиях щелочной среды при $\text{pH} > 10$. Процессы эти, по-видимому, протекают по схеме: $2\text{CaCO}_3 + 3\text{MgCO}_3 + 4\text{SiO}_2 + 9\text{H}_2\text{O} \rightarrow [(\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{11}(\text{OH})_6)] \cdot 4\text{H}_2\text{O} + 2\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 + \text{CO}_2$. В сепиолите изменчиво количество низкотемпературной воды и этим объясняется различие формул минерала.

Сепиолитовые руды используются главным образом как высококачественное огнеупорное сырье. Поскольку в Восточном Притиманье Южного Тимана и в приполярной части Западного Приуралья отмечаются выходы осадочных доломитов и известковистых доломитов, похожих по содержанию гипса и агидрита на те, в которых нами встречен сепиолит, их желательнее обследовать на сепиолитовые глины.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Михеев В. И.* Рентгеноструктурный определитель. Госгеолтехиздат. 1957.
2. *Жуйкова Н. П.* Сепиолиты коры выветривания серпентинитов.— Труды ГИН УФАН СССР, вып. 20, 1953.
3. *Гинзбург И. Н., Рукавишников И. А.* Минералы древней коры выветривания Урала. Изд-во АН СССР, 1951.
4. *Борнеман-Старынкевич И. Д.* Руководство по расчету формул минералов. «Наука», 1964.
5. *Чухров Ф. В.* Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955.
6. *Ратеев М. А.* Сепиолит из карбонатных пород алексинского горизонта Красной поляны.— Докл. АН СССР, 1954, 96, № 5.
7. *Ковеев М. С.* Находка сепиолитов в нижнепермских отложениях Казанского Поволжья.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, ч. 89, вып. 3, 1960.
8. *Старков Н. П.* Сепиолит из кунгурских отложений Прикамья.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, ч. 92, вып. 4, 1963.
9. *Звягин Б. Б., Мищенко К. С., Шипов.* Электроннографические данные о структурах сепиолита и палыгорскита. Кристаллография, 1963, 8, N 2.

Г. А. АННЕНКОВА, Т. Н. ИВАНОВА

К ОПТИКЕ АЛАИТА¹

В 25 выпуске сборника «Новые данные о минералах СССР» опубликована заметка об алаите. К сожалению, в ней допущена опечатка в величине показателя преломления: напечатано $n \sim 1,714$ вместо $n \sim 1,774$. Поскольку эта константа впервые определена для алаита, считаем необходимым внести соответствующие исправления, тем более, что за прошедшие годы (статья была сдана в редакцию в 1974 г.) на кафедре минералогии МГУ удалось измерить величину наибольшего показателя преломления в мышьяковых жидкостях. Таким образом, показатели преломления алаита: $n_p \simeq 1,774 \pm 0,05$ и $n_g \geq 2,06 \pm 0,05$; n_m определить не удалось из-за тонины волокон алаита (диаметр волокон 2—3 микрона).

¹ Г. А. Анненкова, Н. И. Органова, Е. С. Рудницкая, А. Н. Платонов, М. Г. Добровольская, А. Л. Дмитрик. Алаит из фондов Минералогического музея АН СССР.— В кн.: «Новые данные о минералах СССР», вып. 25. «Наука», 1976.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Авдонин В. Н.</i> Бонаттит — новый сульфат меди в Гайском месторождении	5
<i>Барсанов Г. П., Чистякова М. Б., Яковлева М. Е.</i> Термические особенности халцедона	10 ✓
<i>Белименко Л. Д., Шеманина Е. И., Самойлович М. И.</i> Сравнительное электронно-микроскопическое исследование природных алмазов Урала и Якутии	19
<i>Виноградова Р. А., Округин В. М., Свешникова О. Л., Сошкина Л. Т.</i> Виоларит из медно-никелевого месторождения Шануч на Камчатке	28 ✓
<i>Гинзбург И. В., Коньшева Р. А.</i> Морфология и полигенез графита кианитовых сланцев	39
<i>Илупин И. П., Пономаренко Г. А., Серенко В. П.</i> Железистость оливина из кимберлитов Якутии	44
<i>Капустин Ю. Л.</i> О находке акцессорного лопарита в нефелин-сиенитовых массивах Тувы	55
<i>Коломенский В. Д.</i> Типоморфные особенности оливина из палласита Палласово Железо	60
<i>Комов И. Л., Горобец Б. С.</i> Некоторые типоморфные особенности акцессорного апатита из гидротермальных кварцевых жил и измененных пород Памира и Урала	69
<i>Корнетова В. А., Сидоренко Г. А., Казакова М. Е., Тронева Н. В., Боярская Р. В.</i> О воджините, богатом железом	76 ✓
<i>Малинко С. В., Мельницкая Е. Ф.</i> Сахаит и боркарнит в скарнах Саякского рудного поля	86
<i>Маршукова Н. К., Сидоренко Г. А., Чистякова Н. И.</i> О природном гидростаннате	89
<i>Махмудов А. И., Лапутина И. П.</i> Данаит из Дашкесанского рудного района Азербайджанской ССР (Малый Кавказ)	96
<i>Новгородова М. И., Цепин А. И., Органова Н. И.</i> Оловосодержащий стибнолюционит — первая находка в СССР	104
<i>Орлов Ю. Л., Дуденков Ю. А., Солодова Ю. П.</i> Волокнистый рост, ИК-спектры и включения карбонатов в кубических кристаллах алмаза	109 ✓
<i>Розанов К. И., Лавриненко Л. Ф., Черепивская Г. Е., Матросова Т. И.</i> Вариации состава турмалинов в редкометалльных пегматитах, залегающих в породах основного состава	113
<i>Руманова И. М., Разманова З. П.</i> Триклинный хильгардит. Особенности его ячesk	121
<i>Рябева Е. Г., Добровольская Н. В.</i> Определение суммы содержаний железа и марганца в сфалерите по магнитной восприимчивости	125
<i>Свешникова О. Л.</i> Минеральные ассоциации сульфоантимонитов свинца и серебра в различных типах месторождений	128 ✓
<i>Сердюченко Д. П., Фекличев В. Г.</i> Особенности состава и оптических свойств титанитов метасадочного происхождения	132
<i>Черников А. А., Сидоренко Г. А.</i> Новые данные по некоторым минеральным видам и условия образования силикатов уранила	147
<i>Спиридонов Э. М., Шапур Хамид.</i> Пирротин позднеордовикских месторождений Северного Казахстана	161
<i>Юргенсон Г. А., Козаченко А. А., Машеренков В. М., Берегова С. И.</i> Фиброферрит из Западного Забайкалья	183
<i>Яхонтова Л. К., Исаев З. Я.</i> Электрохимическое изучение окисления Устарасайского месторождения	189
Минералогические заметки	
<i>Акопян Е. А.</i> Первые находки ранее известных минералов на территории СССР. (Обзор II. 1972—1975)	193
<i>Анненкова Г. А.</i> Поступления в Минералогический музей АН СССР в 1976 году	196 ✓
<i>Илупин И. П.</i> Размер выделений и содержание оливина первой генерации в кимберлитах Якутии	200
<i>Калужный В. А., Сливкова Р. П., Фирер Г. М.</i> О сепиолите из каменноугольных толщ Юго-Западного Притиманья	205
<i>Анненкова Г. А., Иванова Т. Н.</i> К оптике алаита	219 ✓

УДК 549.514.51.52

Термические особенности халцедона. Барсанов Г. П., Чистякова М. Б., Яковлева М. Е.— В кн.: «Новые данные о минералах СССР», вып. 27. «Наука», 1978.

Термический анализ халцедона показал 2—3 ступенчатый характер изменения веса с иными, чем у тонкозернистого кварца, температурными интервалами. Потеря веса протекает за счет содержимого пор. Их могут выполнять только газ, только вода, но чаще совместно газ и вода. Инверсия в β -кварц проявляется у халцедона так же, как у тонкозернистого кварца, но при потере веса 1,6 и выше на кривой ДТА не фиксируется. Табл. 1, илл. 2, библи. 14 назв.

УДК 549.211

Сравнительное электронно-микроскопическое исследование природных алмазов Урала и Якутии. Белименко Л. Д., Шеманна Е. И., Самойлович М. И.— В кн.: «Новые данные о минералах СССР», вып. 27. М., «Наука», 1978.

Рассмотрены особенности дефектного строения алмазов Урала в сравнении с алмазами Якутии методом электронной микроскопии на просвет. В связи с полученными данными обсуждаются особенности роста алмазов Урала и Якутии. Табл. 2, библи. 13 назв., илл. 6.

УДК 549.766.

Бонаттит — новый сульфат меди в Гайском месторождении. Авдонин В. Н.— В кн.: «Новые данные о минералах СССР», вып. 27. М., «Наука», 1978.

Бонаттит — редкий сезонный минерал, светло-голубой, в иммерсионной среде бесцветный, $n_g = 1,620$, $n_p = 1,563 \pm 0,003$. Химический состав: $\text{CuO}—37,30$, $\text{FeO}—0,27$, $\text{SO}_3—37,0$, $\text{H}_2\text{O}—26$. Сумма 100,57%. Рентгенографическое изучение показало полное совпадение рентгенограмм бонаттита и синтетической соли $\text{CuSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Главные межплоскостные расстояния: 5,10 (63), 4,85 (53), 4,40 (100), 3,64 (52), 3,41 (50), 3,25 (70). На кривых ДТА фиксируется четыре эндотермических эффекта; два из них обусловлены дегидратацией (155 и 300°С) и два — разложением безводного сульфата (835 и 900°С). Бонаттит образуется путем дегидратации халькантита в условиях жаркого, сухого климата. Табл. 3, библи. 17 назв., илл. 1.

УДК 549.324.34

Виоларит из медно-никелевого месторождения Шануч на Камчатке. Виноградова, Р. А., Округин В. М., Свешникова О. Л., Сошкина Л. Т.— В кн.: «Новые данные о минералах СССР», вып. 27. М., «Наука», 1978.

Приводится краткий обзор опубликованных данных по составу, ассоциациям и условиям образования природного виоларита. На этом фоне излагаются результаты изучения виоларита из недавно открытого на Камчатке медно-никелевого месторождения Шануч. Описывается гипогенный и гипергенный виоларит, его ассоциации и характерные морфологические признаки. По составу выявлен обычный и богатый кобальтом виоларит, показана зависимость α_0 , коэффициентов отражения и микротвердости от состава. Табл. 3, библи. 19 назв., илл. 5.

УДК 549.621.14 : 552.323.6 (571.56)

Железистость оливина из кимберлитов Якутии. Илупин И. П., Пономаренко Г. А., Серенко В. П.— В кн.: «Новые данные о минералах СССР», вып. 27. М., «Наука», 1978.

В реферированной работе приведены результаты обработки более 1000 измерений n_g оливина 1-й генерации. Кривые распределения n_g чаще всего одновершинные, асимметричные; иногда отчетливо двувершинные. Состав оливина переменный: от Fa_4 до Fa_{14} , редко до Fa_8 . Наиболее железистые оливины (более 10% мол. Fe) серпентинизируются особенно интенсивно. Оливины с включениями (пирропа, хромовой шпинели, хромового клинопироксена) наименее железисты. Обратная связь железистости оливина с отношением MgO/FeO сильнее, чем прямая связь железистости оливина с FeO в кимберлите (FeO — общее железо в закисной форме). Найденные закономерности согласуются с гипотезой протоматмической кристаллизации большей части оливина. Табл. 4, библи. 17 назв., илл. 2.

УДК 549.212 : 548.54; 549.613.3.

Морфология и полигенез графита кианитовых сланцев. Гинзбург И. В., Конышева Р. А.— В сб.: «Новые данные о минералах СССР», вып. 27. М., «Наука», 1978.

С помощью растрового электронного микроскопа (РЭМ) у графита кианитовых сланцев свиты Кейв (Кольский п-ов) впервые установлены преимущественно гексагональная форма пластинчатых, табличатых и короткопризматических кристаллов, с резко подчиненными гексагонально-округлыми формами. Шаровидные сферокристаллы и дитригональные формы не обнаружены. Охарактеризованы морфологические разновидности графита с разной степенью совершенства огранки. Выявленная с помощью РЭМ морфология графита позволила заново обсудить его полигенез с привлечением петрографических данных и результатов экспериментов. Илл. 8, библи. 9 назв.

УДК 549.6 : 552.33

О находке аксессуарного лопарита в нефелинситовых массивах Тувы. Капустин Ю. Л.— В кн.: «Новые данные о минералах СССР», вып. 27. М., «Наука», 1978.

В нефелинситовых массивах Восточной Тувы обнаружен аксессуарный лопарит, по свойствам и составу близкий к лопариту из Прибайкалья. Лопарит обнаружен в пегматитах и метасоматитах с типичными апатитовыми ассоциациями минералов. Состав TR в нем резко цериевый. Табл. 1, библи. 4 назв., илл. 1.

Типоморфные особенности оливина из палласита Палласово Железо. Коломенский В. Д.— В кн.: «Новые данные о минералах СССР», вып. 27. «Наука», 1978.

На основании гониометрических, порометрических, рентгенометрических и других исследований, а также анализа литературных данных дается характеристика кристалломорфологии, пористости, химического состава, структуры и распределения трещин оливина из палласита Палласово Железо. Охарактеризованы особенности парагенезиса, возрастные взаимоотношения минералов, текстура и структура палласита. Табл. 5, илл. 3, библиограф. 38 назв.

УДК 553.641

Некоторые типоморфные особенности акцессорного апатита из гидротермальных кварцевых жил и измененных пород Памира и Урала. Комов И. Л., Горобец Б. С.— В кн.: «Новые данные о минералах СССР», вып. 27. М., «Наука», 1978.

Исследованы морфологические особенности, люминесцентные свойства, оптические константы апатитов из хрусталеносных кварцевых жил и гидротермально измененных пород месторождений Памира и Урала. Определены содержания катионных примесей в апатитах. Выделены два резко различных типа спектров фотолюминесценции: один — у апатитов из кварцевых жил, кварцитов, песчаников — характеризуется свечением европия, самария двухвалентных; второй — у апатитов из вмещающих пород, представленных амфиболитами, — характеризуется свечением церия, самария и диспрозия трехвалентных и марганца двухвалентного. Люминесцентные данные позволяют экспрессно устанавливать наличие в апатитах указанных микропримесей, являющихся типоморфными. Определены также частота встречаемости и содержание апатита в кварцевых жилах (продуктивных и непродуктивных) во вмещающих породах и в выполнении гнезд. Табл. 4, библиограф. 7 назв., илл. 1.

УДК 549.752.321.

О воджините, богатом железом. Корнетова В. А., Сидоренко Г. А., Казакова М. Е., Тронева Н. В., Боярская Р. В.— В кн.: «Новые данные о минералах СССР», вып. 27. М., «Наука», 1978.

Описывается воджинит с высоким содержанием железа, найденный в пегматитах Восточного Забайкалья (валовое содержание в форме $\text{FeO} = 12,36$ вес. %). Кристаллы зональны — выделяется ядро и наружная кайма, которые в свою очередь состоят по крайней мере из двух фаз — собственно железистого воджинита (содержание железа в форме $\text{FeO} = 8\%$) и сильно железистого воджинита (содержание железа в форме $\text{FeO} = 16,31\%$, с малым количеством олова или по другой терминологии — железистого моноклинного танталита. Последний встречен в природе впервые. Взаимоотношения фаз напоминают полисинтетическое двойникование или распад твердого раствора. Табл. 5, библиограф. 22, илл. 4.

УДК 549.73 : 553.3.0.64.32(574.3)

Сахаит и боркарит в скарнах Саякского рудного поля. Малинко С. В., Мельник-Кая Е. Ф.— В кн.: «Новые данные о минералах СССР», вып. 27. М., «Наука», 1978.

В статье описана новая находка в СССР магниево-кальциевых карбонатоборатов — сахаита и боркарита, установленная в скарнах месторождения Саяк-IV в Сев. Прибалхашье. Приводятся геологическая позиция борной минерализации, характеристика минеральных ассоциаций, результаты изучения оптических, физических свойств и рентгенограммы сахаита и боркарита из данного месторождения в сравнении с аналогичными параметрами этих минералов из других районов.

Новая находка карбонатоборатов свидетельствует о значительном распространении их в природе. Табл. 2, библиограф. 7 назв.

УДК 54908 : 549.251

О природном гидростаннате. Маршукова Н. К., Сидоренко Г. А., Чистякова Н. И.— В кн.: «Новые данные о минералах СССР», вып. 27. М., «Наука», 1978.

В рудах месторождения Мушистон (Средняя Азия) установлено широкое развитие ранее не известного в природных условиях гидростанната меди, железа и цинка. Определены параметры его элементарной ячейки, формы выделения, оптические константы и химический состав локальным рентгеноспектральным анализом. На основании химического состава и ассоциации сопутствующих минералов сделан вывод об условиях образования гидростанната. Показана большая роль в изучении оловянных руд комплекса физических методов, благодаря которым стало возможным выявление тонкодисперсных гидратных форм олова, значение которых в общем балансе олова в рудах многих месторождений велико. Табл. 2, библиограф. 7 назв. Илл. 3.

УДК 549.324.64

Данаит из Дашкесанского рудного района Азербайджанской ССР (Малый Кавказ). Махмудов А. И., Лапутина И. П.— В сб.: «Новые данные о минералах СССР», вып. 27. М., «Наука», 1978.

Данаит — имеет оловянно-белый цвет. От арсениопирита отличается серовато-белым оттенком. От глаукодота и аллоказита отличается четкой анизотропией, цветным эффектом от голубого до розовато-желтого, иногда голубовато-серого. Приведены спектр отражения, твердость, удельный вес и данные по травлению данаита в сравнении с арсениопиритом.

Приводятся данные исследования состава данаита из Дашкесанского рудного района под микроскопом MS-46 «Камека» и сравниваются с химическими составами данного минерала из различных месторождений мира. Приведены данные рентгеновского исследования данаита из месторождений Дашкесанского рудного района. Рассчитаны параметры данаита из Северного Дашкесанского кобальтового месторождения и сравниваются с параметрами арсениопирита.

Физико-химические данные данаита отличаются от арсениопирита. Данаит можно считать самостоятельным минералом из группы арсениопирита. Табл. 3, библиограф. 8 назв., илл. 4.

УДК 549.361

Станолоюцит — первая находка в СССР. Новгородова М. И., Цепин А. И., Органова Н. И. — В кн.: «Новые данные о минералах СССР», вып. 27. М., «Наука», 1978.

В сульфидно-кварцевых рудах месторождения в восточной части Кураминского хребта (Узбекистан) обнаружен станолоюцит в ассоциации с тетраэдритом, голдфилдитом, цинковым станином, халькопиритом, гесситом и др. Химический состав, определенный для 8 зерен микрозондом: Cu 42,86—45,01%, Fe 0,09—1,43%, Zn 0,01—0,11%, Ag 0,01—0,15%, Sb 12,60—23,50, As 2,18—8,38%, Sn 1,08—5,26%, Te 0,02—1,01%, S 29,31—30,77%. Формула $Cu_3(Sb, As, Sn, Te)S_4$. Тетрагональный, $a_0=5,358$ Å, $c_0=10,73$ Å, $c/a=2,003$, $z=2$. Цвет в отраженном свете — лилово-серый, двуотражает, анизотропен. Для λ 460 нм, 580 нм, 660 нм R_g' и R_p' соответственно 26,11 и 24,92%; 27,80 и 25,22%; 28,95—27,10%. Микротвердость 267—357 кгс/мм². Отнесен к оловосодержащей разновидности стиболоюцита. Табл. 4, библи. 7 назв.

УДК 549.211

Волокнистый рост, ИК-спектры и включения карбонатов в кубических кристаллах алмаза. Орлов Ю. Л., Дуденков Ю. А., Солодова Ю. П. — В сб.: «Новые данные о минералах СССР», вып. 27. М., «Наука», 1978.

В статье описываются кубические кристаллы алмазов из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия). Кристаллы имеют волокнистую структуру и зоны, насыщенные включениями разного состава. По ИК-спектам в них установлены определенные дефектные центры, образуемые примесью азота, а субмикроскопические включения идентифицированы как карбонаты. Дается объяснение происхождения включений карбонатов в алмазе. Библи. 8 назв., илл. 3.

УДК 549.612(477)

Вариации состава турмалинов в редкометалльных пегматитах, залегающих в породах основного состава. Розанов К. И., Лавриненко Л. Ф., Черепиная Г. Е., Матросова Т. И. — В кн.: «Новые данные о минералах СССР», вып. 27. М., «Наука», 1978.

Изучена и рассмотрена эволюция состава турмалинов в специфических условиях минералообразования — формирование пегматитов в существенно основных породах. Показана возможность образования изоморфного ряда дравит — шерл — эльбаит в особых геохимических условиях среды минералообразования. Табл. 3, библи. 22 назв., илл. 3.

УДК 548.736

Триклинный хильгардит. Особенности его ячеек. Руманова И. М., Разманова З. П. — В кн.: «Новые данные о минералах СССР», вып. 27. М., «Наука», 1978.

Рентгенографическое исследование образцов хильгардита, выполненное на автоматическом дифрактометре САД-4F «Энраф-Ноннус», выявило диморфную его модификацию. Высокая точность определения углов и параметров позволила выяснить особенность геометрии триклинного хильгардита: в нем можно выбрать 2 четверки весьма похожих между собой ячеек, которые легко спутать при менее точном измерении параметров. Не исключена возможность, что триклинный хильгардит идентичен с тьертскитом, параметры которого ранее были измерены менее точно. Табл. 3, библи. 9 назв., илл. 1.

УДК 538.21 : 549.32/33

Определение суммы содержаний железа и марганца в сфалерите по магнитной восприимчивости. Рябева Е. Г., Добровольская Н. В. — В кн.: «Новые данные о минералах СССР», вып. 27. М., «Наука», 1978.

Измерена магнитная восприимчивость 40 образцов всесторонне изученных сфалеритов в полях различной напряженности. Приведена методика определения истинной восприимчивости в случае микропримеси пирротина. Рассчитаны коэффициенты корреляции содержаний элементов и измеренных значений магнитной восприимчивости для сфалеритов, свободных от механических примесей других минералов. Предложено уравнение для расчета суммарного содержания железа и марганца по магнитной восприимчивости с точностью 1% без химического анализа. Табл. 1, библи. 8 назв., илл. 1.

УДК 553.412

Минеральные ассоциации сульфоантимонитов свинца и серебра в различных типах месторождений. Свешникова О. Л. — В кн.: «Новые данные о минералах СССР», вып. 27. М., «Наука», 1978.

На основе анализа литературных данных, а также собственных наблюдений выявлены индивидуальные минеральные ассоциации сульфоантимонитов свинца и серебра в различных по составу месторождениях. Общим для выделенных ассоциаций является то, что сульфоантимониты Pb и Ag с высоким отношением металлов к сурьме — RS_2S_3 , равным 2 и выше (фрейсленбит, диафорит, овхинит), как правило, ассоциируют с галенитом. Сульфосоли с отношением металлов к сурьме, меньше 2 (рамдорит, андорит, физеллит, наказент) ассоциируют с антимонитом. Библи. 20 назв.

УДК: 549.655.1.01

Особенности состава и оптических свойств титанитов метаосадочного происхождения. Сердюченко Д. П., Фекличев В. Г. — В кн.: «Новые данные о минералах СССР», вып. 27. М., «Наука», 1978.

Показана на примерах отечественных и зарубежных месторождений приуроченность титанитов к стратифицированным глинисто-известково-углеродистым слоям, метаморфизованным обычно на разных физико-химических уровнях амфиболитовой и гранулитовой фаций. Степень метаморфизма и характер материнских осадочных пород радикально влияют на возникнове-

ние необычных по составу (обогащенных, в частности, редкими землями, глиноземом, марганцем, железом, щелочами, фтором и другими летучими) сфенов, на их парагенные связи с другими TR-минералами и на их оптические свойства. Установлено снижение показателей светопреломления сфенов, кристаллизующихся при все более понижающейся температуре, по мере усиления широко распространенных изоморфных замещений $Al(F, OH) \rightarrow TiO$, $CaAl \rightarrow CaTi$ и др., связанных с энергетической деградацией решетки минералов. Подчеркнуто существование в осадочно-метаморфических толщах нескольких различных по времени и составу генераций титанитов, обладающих и неодинаковыми типами изоморфных замещений, находящихся себе, однако, аналогов и в сфенах из гранитоидных и щелочных изверженных пород.— Табл. 1, библиография 38 назв., илл. 2.

УДК 546.791.549

Новые данные по некоторым минеральным видам и условия образования силикатов уранила. Черников А. А., Сидоренко Г. А.— В кн.: «Новые данные о минералах СССР», вып. 27. М., «Наука», 1978.

Выделяются три группы минералов уранила. I. Минералы группы содинита с отношением $U:Si$, меняющимся от 4:1 до 2:1, образуются на начальной стадии окисления настуран-коффинитовых прожилков или после формирования гидроксидов уранила при окислении мономинеральных выделений настурана и уранинита, но перед образованием силикатов типа уранофана. II. Минералы группы уранофана с отношением $U:Si=1$ формируются в нейтральной или слабощелочной гидрокарбонатной, реже сульфатно-хлоридной обстановке из растворов с отношением $U:Si$, близким к 1. Особенности образования и распространенность минеральных видов группы объясняются сочетанием физико-химических условий зоны окисления и особенностями строения урансиликатных комплексов. III. Минералы группы урсилита с отношением $U:Si < 1$ отлагаются после силикатов группы уранофана в щелочной гидрокарбонатно-сульфатной или сульфатно-хлоридной среде из растворов с отношением $U:Si < 1$. Образование минералов связывается с периодом изменений климата в районе месторождений от влажного до сухого. Табл. 2, библиография 23 назв., илл. 6.

УДК 549.322.21

Пирротин позднеордовикских месторождений Северного Казахстана. Спиридонов Э. М., Шапур Хамид.— В кн.: «Новые данные о минералах СССР», вып. 27. М., «Наука», 1978.

На основании результатов комплексного исследования (магнитная порошковая графия, рентгенофазовый анализ, определение химического состава и др.) пирротитов из различных генетических типов месторождений, находящихся среди разнообразных по химическому составу горных пород, установлена зависимость состава и свойств пирротина от состава вмещающей среды, далее отмечается зависимость состава пирротина от режима кислорода и, наконец, рассматривается зависимость состава пирротина от температуры его образования. Табл. 8, библиография 12 назв., илл. 9.

УДК 549.706.422

Фиброферрит из Западного Забайкалья. Юргенсон Г. А., Козаченко А. А., Машеренков В. М., Берегова С. И.— В кн.: «Новые данные о минералах СССР», вып. 27. М., «Наука», 1978.

Описана первая находка фиброферрита в западном Забайкалье. Минерал образует сростки волокнистых индивидов. Химический состав (%): $Fe_2O_3=32,05$; $SO_3=31,81$; $H_2O=36,08$; формула — $Fe_2(SO_4)_2(OH)_2 \cdot 9H_2O$. Параметры элементарной ячейки: $a_0=16,06 \pm 0,03$ А; $b_0=24,24 \pm 0,02$; $c_0=7,66 \pm 0,05$. $Ng=1,564 \pm 0,001$; $Nm=1,534 \pm 0,004$; $Np=1,519 \pm 0,001$. Приведены рентгенометрические данные порошкового метода и дифрактометрии, термовесового анализа и ИК спектры. Выделение воды по этим данным происходит в четыре этапа: $50-85^\circ$ одна молекула воды, $85-230^\circ$ шесть молекул; $230-330^\circ$ — две молекулы и при $330-360^\circ$ — выделяется две гидроксильных группы. Выделение SO_3 происходит в интервале температур $570-840^\circ$. Фиброферрит — типичный минерал зон окисления в условиях многолетнемерзлых пород. Табл. 4., библиография 8 назв., илл. 4.

УДК 549 : 553.068.41.001.57

Электрохимическое изучение окисления висмута Устарасайского месторождения. Яхонтова Л. К., Исаев З. Я.— В кн.: «Новые данные о минералах СССР», вып. 27. М., «Наука», 1977.

Проведено моделирование окисления висмута из кварцевых жил и из промышленной ассоциации с пирротитом. Механизм изменения мономинерального висмута зависят от pH и окислительного потенциала среды и включает возможность образования на месте окисно-карбонатных охр. Присутствие в руде пирротина предохраняет сульфид от окисления. Окислительный процесс в этом случае совершается на пирротине. Илл. 1, библиография 7 назв.

УДК 549.1.

Первые находки ранее известных минералов на территории СССР. (Обзор II, 1972—1975). Акопян Е. А.— В кн.: «Новые данные о минералах СССР», вып. 27. М., «Наука», 1978.

Статья посвящена обзору описаний первых находок ранее известных минералов, впервые обнаруженных на территории СССР (по опубликованным данным).

УДК. 549(1)

Поступления в Минералогический музей АН СССР в 1976 г. Анненкова Г. А.— В кн.: «Новые данные о минералах СССР», вып. 27. М., «Наука», 1978.

Приводится список новых для музея минералов, характеризуются отдельные, наиболее интересные образцы из советских и зарубежных месторождений, поступившие в 1976 г.

УДК 549.5

К оптике алаита. Анненкова Г. А., Иванова Т. Н.— В кн.: «Новые данные о минералах СССР», вып. 27. М., «Наука», 1978.

Приведены впервые замеренные показатели преломления алаита. Библ. 1 назв.

УДК. 549.621.14 : 552.323.6(571.56)

Размер выделений и содержание оливина 1-й генерации в кимберлитах Якутии. Илюпин И. П.— В кн.: «Новые данные о минералах СССР», вып. 27. М., «Наука», 1978.

Приведены результаты массовых измерений и подсчета содержания оливина 1-й генерации в кимберлитах Якутии. Сложный характер гистограмм крупности оливина интерпретируется как доказательство двух (или более) источников оливина в кимберлитах. Взаимосвязь между размерами наиболее крупных желваков оливина, пироба, ильменита и слюды в кимберлитах говорит о генетической связи между этими минералами. Во многих сложных кимберлитовых трубках отдельные блоки различаются по крупности и по содержанию оливина. В пределах кимберлитовых полей выделены обособленные участки, различающиеся уровнями содержания оливина. Табл. 2, библ. 6 назв., илл. 1.

УДК 549.623.83

О сепиолите из каменноугольных толщ юго-западного Притиманья.— Калужный В. А., Сливкова Р. П., Фирер Г. М.— В кн.: «Новые данные о минералах СССР», вып. 27. М., «Наука», 1978.

Описывается первая находка сепиолита в виде прослоя мощностью 0,2 м в отложениях среднего карбона, представляющего интерес для поисков месторождений осадочных сепиолитов и глин, характеризующихся высокой огнеупорностью, в подобных комплексах пород. Табл. 3, библ. 8 назв., илл. 2.

Новые данные о минералах СССР, вып. 27

Утверждено к печати Минералогическим музеем им. А. Е. Ферсмана

Редактор Издательства Л. М. Бекасова. Художественный редактор И. К. Капралова.
Технический редактор О. М. Гуськова. Корректор Н. И. Кодыкова

ИБ № 7132

Сдано в набор 24.11.78. Подписано к печати 18.04.78. Формат 70×108¹/₁₆.

Бумага типографская № 2. Гарнитура латинская. Печать высокая.

Усл. печ. л. 19. Уч.-изд. л. 18,3. Тираж 1200 экз. Т-00291. Тип. зак. 4817. Цена 2 р. 80 к.

Издательство «Наука», 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 94а

2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10