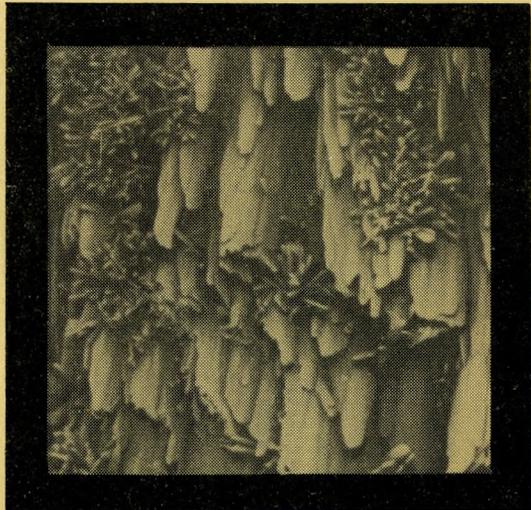


ISSN 0203-5626

Академия наук СССР



Новые данные о минералах



« НАУКА »

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ МУЗЕЙ им. А.Е. ФЕРСМАНА

Паутов

ЛАБОРАТОРИЯ
МИНЕРАЛОГИИ
Л. ПАУТОВА И К^о

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛАХ

Выпуск 36

Серия основана в 1949 г.



МОСКВА
"НАУКА"
1989

Новые данные о минералах. М.: Наука, 1989. Вып. 36. — 230 с. — ISBN 5-02-003203-4.

Статьи сборника посвящены проблемам классификации минералов и новым данным по составу, физическим свойствам, кристаллической структуре и парагенезисам минералов. Приведены новые данные о джорджчаоите, кариббите, шнейдерхените, вакабаяшилите, сульваните, аллеганите и др. Для некоторых из них описаны новые месторождения. Ряд статей посвящен различным аспектам исследований, проводимых в минералогических и геологических музеях нашей страны.

Для минералогов, петрологов, геологов.

Редакционная коллегия

Профессор А.А. ГОДОВИКОВ (ответственный редактор),
доктор геолого-минералогических наук М.Д. ДОРФМАН,
А.А. ЕВСЕЕВ (ответственный редактор выпуска),
кандидат геолого-минералогических наук М.Б. ЧИСТЯКОВА,
В.И. СТЕПАНОВ, М.В. МАТИАС (секретарь)

Редактор издательства В.И. БОНДАРЕНКО

These articles deal with the problems of classification of minerals and new data concerning composition, physical properties, crystal structure and parageneses of minerals. One can find new data about georgchaoite, schneiderhoenite, wakabayashilite, sulvanite, alleganyite and other. New localities for some of them are described. A number of articles concerns various aspects of researches, carrying out in the mineralogical and geological museums of the USSR.

For the mineralogists, petrologists, geologists.

А.В.Волошин, В.В.Субботин, Я.А.Пахомовский, Ю.П.Меньшиков

НАТРИЕВЫЕ ЦИРКОНОСИЛИКАТЫ ИЗ КАРБОНАТИТОВ ВУОРИЯРВИ
(Кольский полуостров)

При изучении минеральных ассоциаций карбонатитов Вуориярви впервые в пределах массива щелочно-ультраосновной карбонатитовой формации были установлены катаплеит, гейдоннеит, джорджчаоит и илерит. Натрий-калиевый цирконосиликат джорджчаоит представляет собой первую находку в геологических образованиях СССР. Катаплеит ранее описывался в карбонатитах Салланлатвы и Ковдора [1].

Результаты исследования химического состава, свойств и условий нахождения редких натриевых цирконосиликатов в поздних ассоциациях доломитовых карбонатитов явились предметом настоящей статьи.

Цирконосиликаты обнаружены в доломитовых карбонатитах, главным образом в минерализованных пустотах растворения. Во всех случаях находки этих минералов представляются редкими, а для илерита - единичными. Доломитовые карбонатиты образуют жильные крутопадающие зоны в центральной части массива и пересекают пироксениты, ийолиты и более ранние кальцитовые карбонатиты. Они представляют собой наиболее поздние дифференциаты карбонатитового этапа формирования массива, гидротермальной минерализацией в которых завершился эндогенный период развития полистадийного карбонатитового комплекса Вуориярви.

Наиболее ранний из цирконосиликатов катаплеит ассоциирует с кальцитом, анкилитом, бербанкитом, стронцианитом, эвальдитом, карбонат-апатитом и баритом. Часто в этой ассоциации присутствуют брукит, пирохлор, сульфиды, представленные пиритом, марказитом и сфалеритом, а также хлориты и серпентин. Нередко отмечается и микроклин. В приконтактных зонах карбонатитовых прожилков среди зернистого доломита катаплеит слагает агрегаты гнездообразной формы размером до нескольких сантиметров. Он представлен тонкопластинчатыми, листоватыми индивидами, и общий вид образований напоминает скопления слюдистого минерала. В осевых частях жил в пустотах катаплеит образует параллельные сростки мелких тонкопластинчатых дисковидных кристаллов (рис. 1, а). Реже наблюдаются отдельные в значительной степени уплощенные кристаллы гексагонального облика.

Цвет катаплеита меняется от красно-коричневого до бледно-розового, в тонких пластинках он бесцветен. Минерал одноосный, отрицательный. Для густо окрашенных разностей катаплеита показатели преломления $n_e = 1,593$, $n_o = 1,624$. Прозрачные разности проявляют аномальную двуосность. Аналогичные двуосные катаплеиты описаны Е.И.Семеновым и др. [5] в Ловозерском массиве.

Гейдоннеит - ромбический аналог катаплеита - впервые описан С.Гордоном в 1925 г. под названием "альфа-катаплеит из Нарсарсука", Гренландия. Его идентичность гейдоннеиту как самостоятельному минеральному виду, описанному из Сент-Илер, Квебек, Канада [7], была доказана позднее Дж. Мандарино и др. [11]. В СССР гейдоннеит установлен А.П.Хомяковым в по-

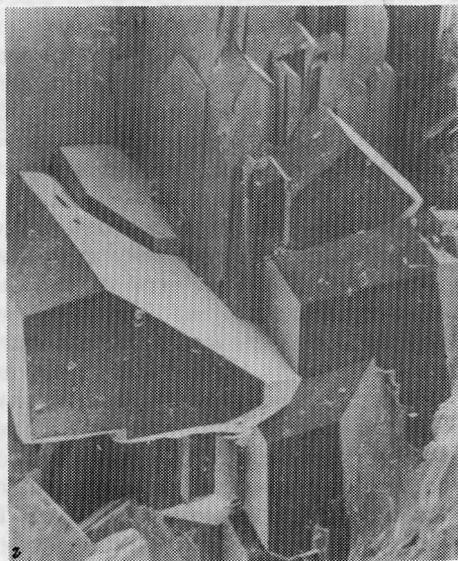
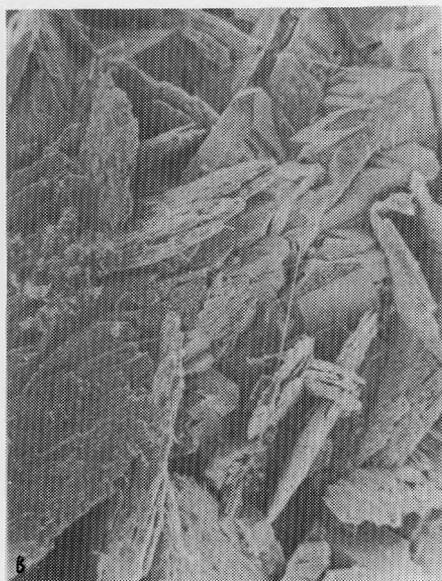
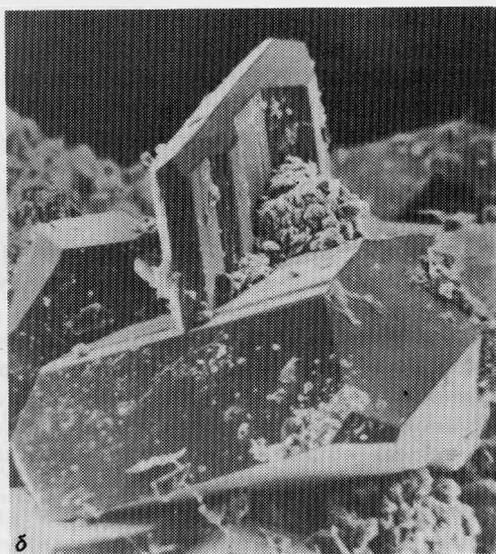


Рис. I. Морфология кристаллов цирконосиликатов, РЭМ
а - катаплеит, увел. 130; б - гейдоннеит, увел. 100; в - джорджчаоит,
увел. 120; г - илерит, увел. 40

родах Хибинского и Ловозерского массивов [3]. Нами гейдоннеит обнаружен в доломитовых жилах в ассоциации с катаплеитом, по отношению к которому он является более поздним. В большинстве образцов удается наблюдать либо нарастание гейдоннеита на катаплеит, либо образование гейдоннеита на месте растворенных кристаллов катаплеита. Морфология кристаллов гейдоннеита показана на рис. 1,б. Размер отдельных кристаллов и сростков колеблется от долей миллиметра до 5 мм. Во всех изученных образцах гейдоннеит бесцветный, водяно-прозрачный с сильным алмазным блеском. Оптические свойства, судя по данным изучения минерала в иммерсионных препаратах, идентичны приводимым в работах [3, 7].

Высококалиевый аналог гейдоннеита джорджчаоит описан как самостоятельный минеральный вид в 1985 г. [6]. Он обнаружен в миароловых пустотах нефелиновых сиенитов Уинд Маунтин, Нью-Мехико, США, где образует мелкие бесцветные или белые изометричные кристаллы в ассоциации с минералами, типичными для агпаитовых комплексов щелочных пород.

В Vuoriaarvi джорджчаоит обнаружен в виде псевдоморфоз по призматическим кристаллам гейдоннеита. Псевдоморфозы представляют собой агрегаты разноориентированных индивидуальных джорджчаоита. Характерным для минерала является тонкопластинчатое строение, выявляемое в растворе микроскопе (рис. 1,в), и перламутровый блеск, по которому джорджчаоит хорошо диагностируется среди кристаллов доломита. Выделения джорджчаоита часто ассоциируют с желтым баритом, который нередко отмечается и в виде включений внутри его агрегатов (рис. 2).

По оптическим свойствам джорджчаоит из Vuoriaarvi несколько отличается от приводимых данных [6] более высокими значениями показателей преломления и более низким двупреломлением: $n_o = 1,591$, $n_g = 1,611$. К сожалению, характер выделений минералов не позволил измерить все три показателя преломления и получить ответ о величине угла оптических осей.

Находка илерита в Vuoriaarvi представляет собой треть в мире после Сент-Илер [8], где он описан впервые, и Ловозерского массива [4]. В Vuoriaarvi илерит образует сростки призматических кристаллов размером до 5 мм в пустотках растворения (рис. 1,г), располагаясь на агрегате таблитчатых кристаллов карбонат-апатита. По внешнему виду илерит очень схож с кристаллами гейдоннеита из Vuoriaarvi, но отличается от него более слабым блеском и низкой твердостью, а также сильно выраженной спайностью. Оптические свойства илерита идентичны ранее опубликованным [4, 8]. В ассоциации с илеритом, кроме карбонат-апатита и пирита, другие минералы не отмечаются, а поэтому определить его место в последовательности образования цирконосиликатов пока не представляется возможным.

Проведенные ИК-спектроскопические исследования натриевых цирконосиликатов показали, что этот метод высокоэффективен для их экспрессной диагностики (рис. 3). ИК-спектр катаплеита полностью соответствует таковому, приведенному в работе [2] для неизмененного катаплеита из массива Бурпала. ИК-спектры гейдоннеита и джорджчаоита при общей близости содержат некоторые детали, которые подчеркивают проявление структурных особенностей джорджчаоита, обусловленных, возможно, участием калия в валентных связях, и правомерность выделения его в самостоятельный минеральный вид. В области 400-1100 см⁻¹ полосы поглощения в ИК-спектре джорджчаоита характеризуются большей степенью диффузности и меньшей интенсивностью поглощения по сравнению с гейдоннеитом. Для ИК-спектра джорджчаоита характерно проявление дублета в области деформационных колебаний H₂O, где по сравнению с гейдоннеитом вместо одной полосы 1690 проявляются две - 1675 и 1645 см⁻¹. ИК-спектр илерита индивидуальный и четко от-

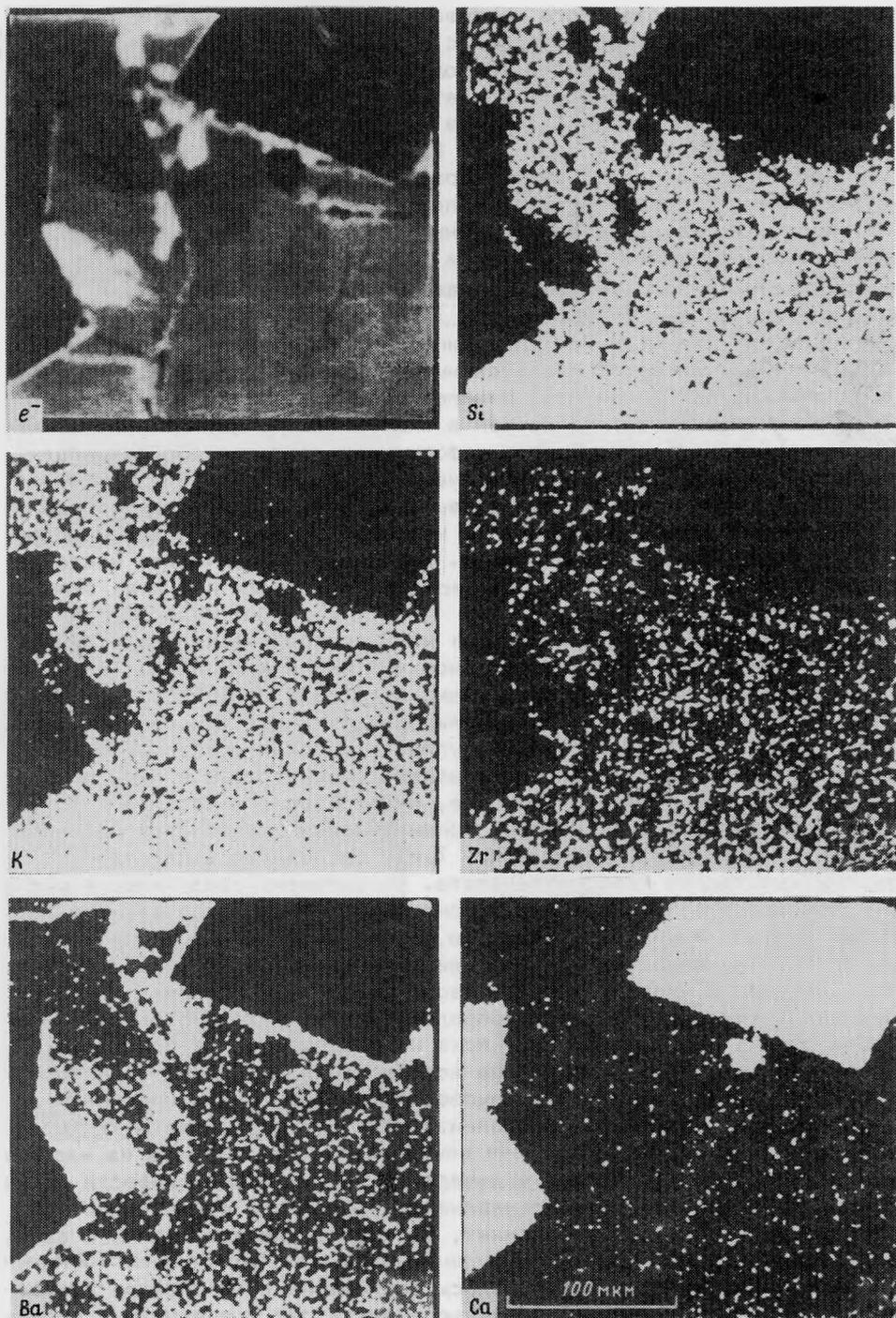


Рис. 2. Растровые картины участка аншлифа с выделением джорджчаюита в отраженных электронах (e^-) и характеристическом излучении указанных элементов

Белое - барит в виде включений в джорджчаюите в отраженных электронах (e^-)

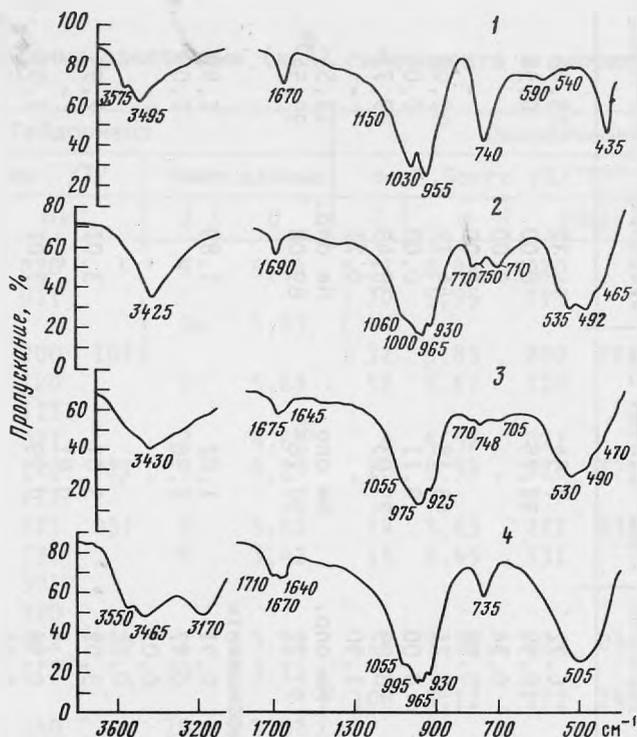


Рис. 3. ИК-спектры натриевых цирконосиликатов
 I - катаплеита; 2 - гейдоннеита; 3 - джорджчаюита; 4 - илерита

личается от спектров других натриевых цирконосиликатов, особенно по серии полос поглощения, связанных с валентными и деформационными колебаниями H_2O .

Изучение химического состава цирконосиликатов выполнено на рентгеновском микроанализаторе МС-46 "Самеса" в полированных препаратах кристаллов и аншлифах. В качестве стандартов использовались вадеит (для К, Zr, Si), лоренценит (Na и Ti), синтетический $BaSO_4$ (Ba), целестин (Sr) и металлический гафний (Hf).

Для химических составов всех изученных образцов цирконосиликатов свойственна довольно высокая степень "чистоты" материала, прежде всего в отношении примесных элементов (табл. I). Так, катаплеит из карбонатитов Ковдора и Салланлатвы содержит в своем составе кальций в существенных количествах (3,3-4,2 мас.%) [I]. Для образцов гейдоннеита и илерита из массива Сент-Илер [7, 8] и джорджчаюита из Уинд Маунтин [6] установлены примеси ниобия, кальция и железа (см. табл. I). В образцах из Вуориярви цирконосиликаты практически не содержат этих примесных элементов. Составы минералов однозначно рассчитываются на типовые формулы.

Повышение потенциала калия в постмагматическом гидротермальном процессе фиксируется появлением в поздних карбонатитах микроклина. Отражается оно также и в химическом составе цирконосиликатов. Так, ранний катаплеит не содержит калия, в то время как в более позднем гейдоннеите существенная примесь калия постоянна. Необходимо отметить, что это свойственно не только гейдоннеиту из Вуориярви, но и всем известным образцам. Содержание K_2O в минерале из Нарсарсука [II] колеблется от

Таблица I

Химический состав (в мас.%) натриевых цирконосиликатов из различных месторождений

Компоненты	Катаплеит	Гейдоннеит			Джорджчаоит		Илерит	
	Вуориярви	Вуориярви	Сент-Илер [7]	Вуориярви	Уинд Маунтин [6]	Вуориярви	Сент-Илер [8]	
Na ₂ O	15,04	14,64	12,88	13,11	6,72	7,54	14,32	13,43
K ₂ O	0,00	3,25	4,32	2,20	10,90	10,75	0,00	0,52
SrO	0,00	0,00	0,00	-	0,34	-	0,00	-
BaO	0,00	0,00	0,00	-	0,56	-	0,00	-
SiO ₂	44,98	46,92	45,23	42,51	43,21	43,18	44,12	42,08
TiO ₂	0,00	0,10	0,00	0,42	0,00	0,11	0,00	0,04
ZrO ₂	28,50	25,73	27,07	30,21	28,09	29,03	30,43	29,72
HfO ₂	0,00	0,00	0,00	-	1,90	-	0,21	-
H ₂ O	Не опр.	Не опр.	Не опр.	9,25	Не опр.	Не опр.	Не опр.	13,54
Сумма	88,52	90,64	89,50	100,70*	91,72	90,76 ^{2*}	89,08	99,54 ^{3*}
Формульные коэффициенты								
Na	1,98	1,89	1,70	1,72	0,91	1,02	1,89	1,85
K	-	0,28	0,38	0,19	0,97	0,96	-	0,05
Sr	-	-	-	-	0,01	-	-	-
Ba	-	-	-	-	0,02	-	-	-
Si	3,06	3,12	3,08	2,88	3,02	3,01	3,01	2,99
Ti	-	0,01	-	0,02	-	0,01	-	-
Zr	0,94	0,83	0,90	1,00	0,96	0,99	1,01	1,03
Hf	-	-	-	-	0,04	-	-	-

* Включая 3,00% Nb₂O₅.^{2*} Включая 0,15% FeO.^{3*} Включая 0,01% MgO, 0,02 MnO, 0,20 CaO и 0,03 FeO%.

Таблица 2

Межплоскостные расстояния (в Å) гвйдоннеита и джорджчаюита

Гейдоннеит				Джорджчаюит					
по Дж. Чао [77]			наши данные		по Р.Боггс [67]			наши данные	
I	d	hkl	I	d	I	d	hkl	I	d
30	6,42	020	5	6,44	73	6,46	020	6	6,48
80	5,93	011	9ш	5,87	70	5,95	011	8ш	5,93
80	5,84	200 101			32	5,83	200 101		
50	5,63	120	3	5,63	52	5,67	120	4	5,63
10	5,28	111	2	4,68	6	4,52	021	1	4,62
10	4,64	021			16	4,34	220 121		
30	4,31	220 121	5	4,29	14	3,63	221 031	3	3,61
15	4,17	211	3	3,62	14	3,45	131	3	3,43
20	3,618	221 031			4	3,42	5		
30	3,441	131	1	3,24	16	3,24	012 040	1	3,25
5	3,376	301			10	3,14	100		
5	3,337	320	10	3,08	14	2,950	400	4ш	2,96
5	3,224	012 040							
100	3,124	112	6	2,94	22	2,829	240 141	5ш	2,825
80	3,094	140							
5	2,990	321	4	2,586	8	2,604	241	2	2,586
40	2,931	400							
20	2,873	122	4	2,489	10	2,417	232 051	3	2,489
30	2,831	212							
30	2,806	240 141	7ш	2,819	21	2,201	103 332	5ш	2,182
20	2,647	331 222							
20	2,594	241	5	2,198	16	2,151	060	1	2,141
5	2,564	132							
10	2,488	312 340	4ш	2,036	8	2,089	123	5ш	2,050
10	2,403	232							
5	2,269	431	1	1,998	13	2,023	260 152	1	1,970
5	2,217	251 501							
20	2,195	013 103	3	1,958	8	1,951	133 261	3	1,937
5	2,161	440 113							
5	2,135	060	1	1,843	10	1,866	451 323	1	1,846
10	2,102	160							
5	2,056	441 213	4ш	2,036	19	2,049	061 052	5ш	2,050
20	2,037	061 052							
10	2,005	260 152	3	1,958	8	1,951	133 261	1	1,970
10	1,950	600 133							
30	1,921	261 252	4	1,892	10	1,866	451 323	1	1,846
10	1,897	521							
10	1,875	360 233	1	1,843	10	1,866	451 323	1	1,846
5	1,854	451 323							

Таблица 2 (окончание)

Гейдоннеит					Джорджчаоит				
по Дж. Чао [7]			наши данные		по Р.Боггс [6]			наши данные	
I	d	hkl	I	d	I	d	hkl	I	d
5	1,804	361 352	1	1,803				1	1,808
10	1,758	413	7	1,762				5ш	1,767
5	1,725	460	1	1,728					
30	1,670	004 153	9	1,670	16	1,675	004 153	5р	1,673
40	1,637							1	1,634
5	1,617		3	1,617					
5	1,606							2р	1,611
5	1,591		3	1,595				2р	1,598
20	1,545		5	1,546				3ш	1,551
5	1,512		3	1,516				1	1,524
5	1,488		1	1,493				1	1,496
5	1,471		2	1,474				2	1,474
5	1,450		2	1,452				1	1,448
10	1,409		7	1,410				5ш	1,418
5	1,376		3	1,387				2	1,383
			2	1,371					
			3	1,333				2	1,336
			4	1,299				2	1,303
5	1,287		3	1,277				1р	1,283
			4	1,254				1р	1,259

Примечание. Условия съемки: камера РКД 57,3 мм, неотфильтрованное Fe -излучение, ш - широкая линия, р - размытая линия. Кроме приведенных в таблице, на рентгенограммах наших образцов гейдоннеита и джорджчаоита присутствуют дополнительно 35 и 10 линий соответственно.

1,5 до 7,0 мас.%. Калиевый гейдоннеит из щелочного массива Кипава [12] содержит 6,1 мас.%. Такие количества K_2O , как показывают наши и другие данные [11, 12], не оказывают заметного влияния на структуру минерала. В то же время при сравнимых атомных количествах калия и натрия происходит упорядочение этих катионов в структурной постройке, позволяющее выделение самостоятельного вида - джорджчаоита [9, 10].

В карбонатах Вуориярви джорджчаоит развивался по гейдоннеиту, что указывает на заметное повышение потенциала калия в гидротермальных растворах в момент его кристаллизации. Такая роль калия позволяет предполагать возможность существования и конечного калиевого аналога гейдоннеита. При этом возможна реализация всего ряда минералов в направлении повышения роли калия: гейдоннеит-джорджчаоит-калиевый аналог гейдоннеита.

Из особенностей состава джорджчаоита Вуориярви следует особо подчеркнуть постоянное присутствие бария и стронция, что, по-видимому, и является причиной различий в значениях показателей преломления минерала, как указано выше. Барий и стронций, присутствующие в составе джорджчао-

ита, равномерно распределены в минерале и не связаны с фазовой неоднородностью, хотя ассоциирующий с джорджчаоитом барит нередко отмечается в виде включений (см. рис. 2).

По рентгенометрическим данным катаплеит и илерит, как и гейдоннеит и джорджчаоит, идентичны приводимым в литературных источниках. Однако в связи с установлением различий в ИК-спектрах гейдоннеита и джорджчаоита было проведено изучение рентгенограмм порошка этих минералов в сравнительном плане, чтобы выявить различия и, возможно, диагностические признаки. Рентгенограммы порошка в сравнении с литературными данными приведены в табл. 2.

Из сравнения приведенных в табл. 2 расчетов рентгенограмм порошка гейдоннеита и джорджчаоита с учетом разных условий съемок видно, что они очень близки. Однако можно отметить и некоторые их отличительные особенности, которые, возможно, могут быть использованы в качестве диагностических признаков. Джорджчаоит характеризуется несколько большими значениями межплоскостных расстояний соответствующих линий по сравнению с гейдоннеитом. Для многих его линий, особенно в области больших углов отражения, также характерна диффузность, что проявляется в появлении широких и размытых линий. Следует отметить и постоянное проявление дублета у гейдоннеита против одной линии в рентгенограмме джорджчаоита для отражений (112) и (140).

В заключение отметим, что кристаллизация натриевых цирконосиликатов связана с низкотемпературными условиями высокой щелочности, при которых происходит преобразование первичных циркониевых минералов, прежде всего циркона и ранних генераций катаплеита. Развитие натриевых цирконосиликатов в карбонатитах Вуориярви свидетельствует о близости условий постагматического минералообразования в комплексных массивах агпаитового типа и массивах ультраосновных щелочных пород и карбонатитов.

Литература

1. Капустин Ю.Л. Минералогия карбонатитов. М.: Наука, 1971. 288 с.
2. Портнов А.М., Дубинчук В.Г., Солнцева Л.С. Несимметричный изоморфизм и трехмерная политипия в минералах группы катаплеита // Докл. АН СССР. 1972. Т. 202, № 2. С. 430-433.
3. Хомяков А.П., Семенов Е.И. Первые находки гейдоннеита в СССР // Там же. 1979. Т. 248, № 1. С. 219-222.
4. Хомяков А.П., Черницова Н.М. Илерит $\text{Na}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ - первые находки в СССР // Минерал. журн. 1980. Т.2, № 3. С. 95-96.
5. Семенов Е.И., Тихоненков И.П. О катаплеите и гидрокатаплеите из щелочных пегматитов // Редкие элементы в массивах щелочных пород. М.: Наука, 1962. С. 88-93. (Тр. ИМГРЭ; Вып. 9).
6. Boggs R.C., Ghose S. Georgechaoite, $\text{NaKZrSi}_3\text{O}_9 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, a new mineral species from Wind Mountain, New Mexico // Canad. Miner. 1985. Vol. 23, pt 1. P. 1-4.
7. Chao G.Y., Watkinson D.H. Gaidonnayite, $\text{Na}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, a new mineral from Mont St. Hilaire, Quebec // Ibid. 1974. Vol. 12. P. 316-319.
8. Chao G.Y., Watkinson D.H., Chwn T.T. Hilairite, $\text{Na}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, a new mineral from Mont St. Hilaire, Qubec // Ibid. Pt 4. P. 237-240.
9. Chao G.Y. The crystal structure of gaidonnayite $\text{Na}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ // Ibid. 1985, Vol. 23, pt 1. P. 11-15.

10. Ghose S., Thakur P. The crystal structure of georgechaoite $\text{NaKZrSi}_3\text{O}_9 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ // Ibid. P. 5-10.
11. Mandarino J.A., Sturman B.D. The identity of α -catapleiite and gaidonnayite // Ibid. 1978. Vol. 16. P. 195-198.
12. Roberts A.C., Bonardi M. Potassian gaidonnayite from the Kipawa agpaite syenite complex, Quebec // Pap. Geol. Surv. Canada. 1981. N 83-1A. P. 480-482.

УДК 549.75 (470.21)

А.В.Волошин, Я.А.Пахомовский, Д.Ю.Пущаровский,
Т.Н.Надежина, А.Ю.Бахчисарайцев, Ю.С.Кобяшев

СТРОНЦИЕВЫЙ ПИРОХЛОР: СОСТАВ И СТРУКТУРА

Образование стронциевых разновидностей пирохлора обычно приурочено к поздним стадиям карбонатитового процесса [3], где они развиваются по более ранним разновидностям пирохлора. А.В.Лапин [6, 7] связывает кристаллизацию стронциевого (как и бариевого) пирохлора с формированием кор выветривания карбонатитов, отмечая в этих образцах минерала максимальные значения SrO - 16,08 мас.%. В карбонатитах Квебека, Канада, по данным [14], содержание SrO в пирохлоре обычно не превышает 1 мас.%, в то же время в минерале из карбонатитов Мбеи, Танганьика, Африка, содержание этого оксида достигает 6,40%. В концентратах пирохлора из этих же карбонатитов установлен и собственно стронциевый пирохлор с концентрацией SrO до 10-20 мас.%, который находится в сростании с бариевыми разновидностями или бариопирохлором [8].

В СССР, в карбонатитах Сибири, наиболее высокостронциевый пирохлор описан В.С.Гайдуковой [2]. Высокие содержания стронция в пирохлоре отмечались также в щелочных комплексах пород: в щелочных пегматитах Вишневых гор, Урал [4], в гидротермальных образованиях щелочных массивов Кольского полуострова [1, 5]. Необычный по морфологии стронциевый пирохлор, представляющий собой двойниковые образования, подобно лопариту, и, возможно, псевдоморфозы по нему, обнаружен в альбититах Вавнбеда, Ловозерский массив [1, 9]. Эти кристаллы имеют блочную структуру, обусловленную развитием отдельных участков опаловидного облика среди основной массы тонкозернистого строения. Тем не менее рентгенометрическое изучение указывает на кристаллическое состояние разных участков пирохлора. По составу эти отдельные участки характеризуются существенной неоднородностью распределения главных элементов, которое в сочетании с высокой степенью гидратированности образцов, а также с присутствием в их составе фосфора и кремния, ставит вопрос о структурных особенностях этого минерала.

Позднее в альбититах Вавнбеда в ассоциации с цирконом, эгирином и ильменитом были обнаружены необычные по форме, прозрачные кристаллы пирохлора красного цвета в виде включений в альбите, эгирине и цирконе, нередко располагающиеся в мелких пустотах растворения на иглах эгирина (рис. 1). Кристаллы имеют таблитчатый облик вследствие сильного уплощения по тройной оси, когда преимущественное развитие получает только пара противоположных граней октаэдра. Узкий пояс таких кристаллов образо-

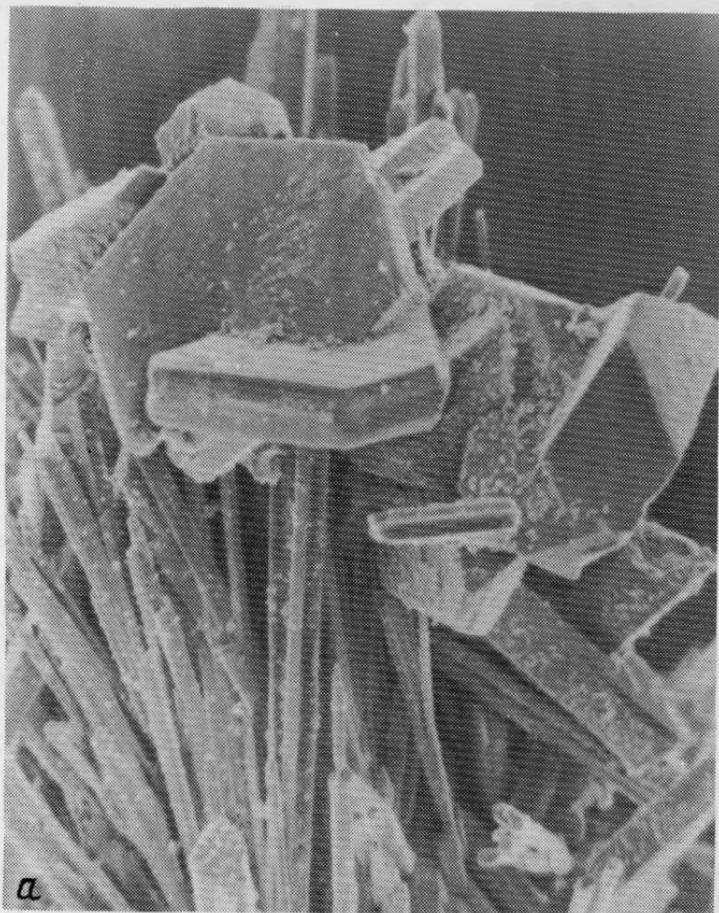


Рис. 1. Таблитчатые кристаллы стронциевого пирохлора, а - в пустотах растворения альбита на иглах эгирина, кристаллов, увел. 250



РЭМ
увел. 140; б - характерное срастание таблитчатых

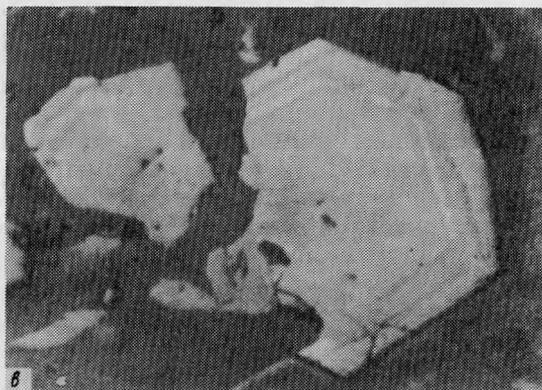
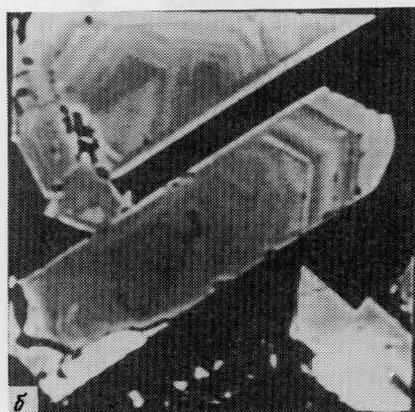
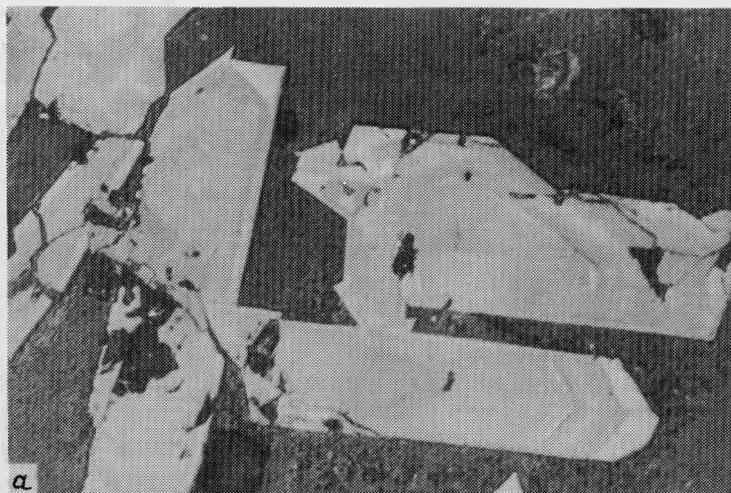


Рис. 2. Зональность таблитчатых кристаллов стронциевого пирохлора
 а - поперечные срезы кристаллов, увел. 260; б - то же, в отраженных
 электронах, увел. 260; в - срез в плоскости (III), увел. 400. Отраженный
 поляризованный свет

ван слабо развитыми гранями октаэдра и куба, вследствие чего они имеют вид псевдогексагональных табличек. Нередко кристаллы sdвойникованы по плоскости (III). В отраженном поляризованном свете в сечениях как вдоль тройной оси, так и по уплощению отчетливо проявляется зональное строение (рис. 2, 3).

С целью выявления структурных особенностей стронциевого пирохлора, определения характера вхождения воды в структуру, объяснения повышенного содержания в составе фосфора и кремния, а также объяснения таблитчатого габитуса кристаллов и их зональности нами был выполнен комплекс исследований. Он включал в себя полный рентгеноструктурный анализ кристалла стронциевого пирохлора, а также рентгенометрические, электронно-зондовые, ИК-спектроскопические, термографические и электронно-микроскопические

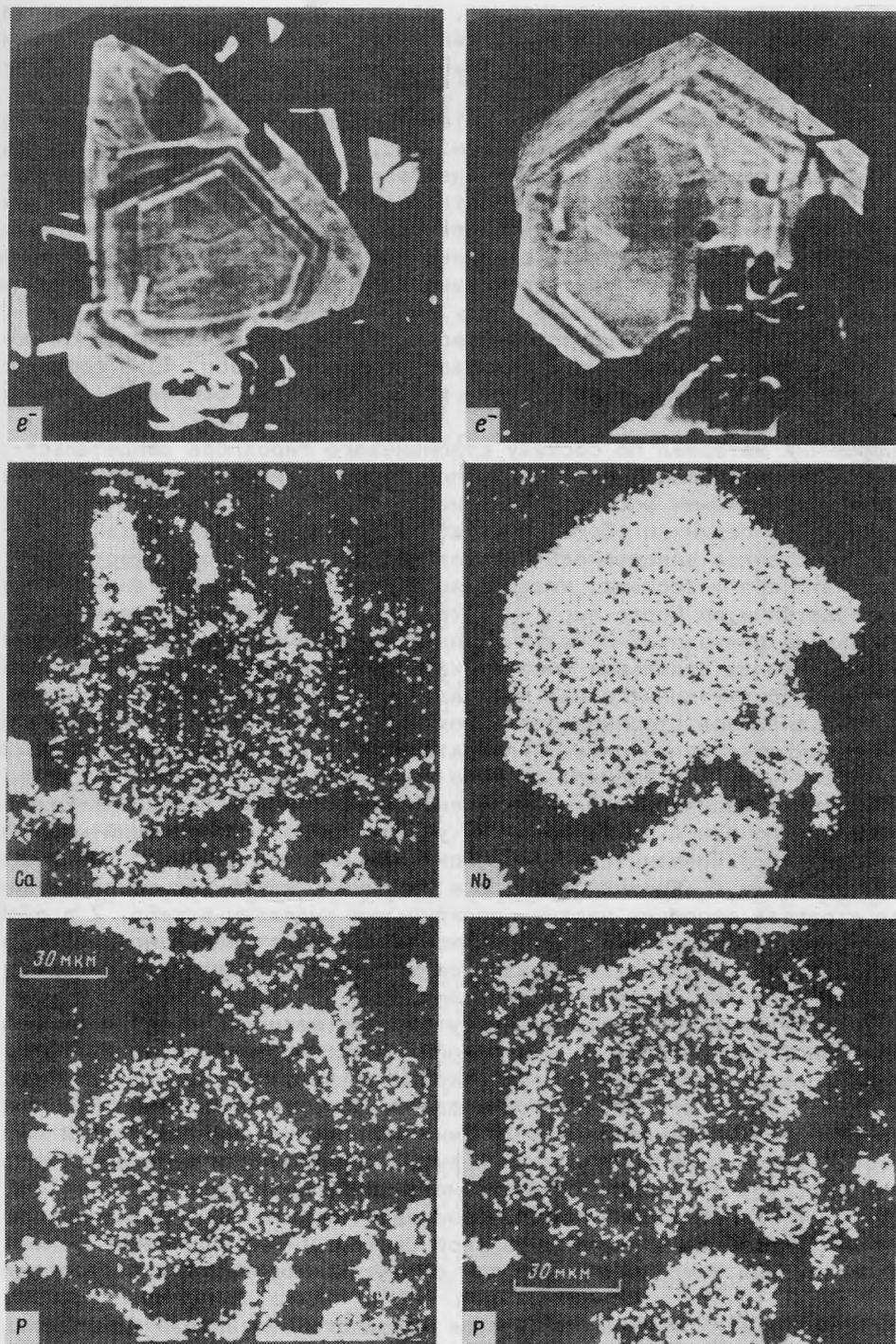


Рис. 3. Характер развития кристаллов стронциевого перхлора
 Растровые картины в отраженных электронах и характеристическом излучении указанных элементов соответственно левой и правой частям рисунка. Слева - эволюция форм кристалла с обрастанием его перхлором кальций-натриевого состава, справа - зональный кристалл с постоянной формой роста

исследования как исходных кристаллов, так и продуктов его прокаливания. В сравнительном плане проведено изучение состава морфологически близких кристаллов пирохлора, обнаруженных Ю.П.Меньшиковым в пегматитах Хибинского массива.

Судя по морфологии кристаллов, а также по их срезам, изображения которых получены в отраженном свете (см. рис. 2) и отраженных электронах (см. рис. 3), изометричное развитие центральной части кристаллов впоследствии сменялось направленной кристаллизацией в плоскости (III) при фактическом отсутствии роста в нормальном к этой плоскости направлении. Конечные этапы проходили также с изменением направлений роста кристалла, особенно в случае, когда кристаллизация завершалась образованием обычно го кальций-натриевого пирохлора.

Химический состав стронциевого пирохлора, установленный методом локального рентгеноспектрального анализа, приведен в табл. I, а соответствующие формульные количества атомов, рассчитанные на основе $Nb+Ti+Ta=2$, даны в табл. 2.

Полученный материал по составу стронциевого пирохлора свидетельствует о выраженной зональности кристаллов, проявляющейся прежде всего в переменном содержании фосфора и кремния (см. рис. 3). Нередко наблюдается чередование бедных и обогащенных этими элементами зон. Развитие некоторых кристаллов завершалось кристаллизацией пирохлора существенно кальций-натриевого состава, краевая зона которого, как это видно на рис. 2а, выделяется и по более высокому отражению и рельефу по сравнению с более темными центральными частями, не содержащими натрия, стронциевого пирохлора. Иногда отдельные участки кальций-натриевого пирохлора наблюдаются и в промежуточных зонах кристаллов.

В сумме анализов стронциевого пирохлора отмечается значительный дефицит, который обусловлен сильной гидратированностью минерала. Это не случайно, поскольку в обобщенной формуле пирохлора $A_{2-m}B_2O_6(OH,F)_{1+p} \cdot nH_2O$ [I4] многими исследователями отмечен и существенный дефицит А-катионов в случае именно при $A = Sr$, тогда как участки пирохлора кальций-натриевого состава имеют незначительный дефицит как в сумме анализа, так и в формульной позиции. А. Кремний, фосфор и алюминий, как будет показано ниже, входят в состав аморфных частиц, поэтому они выделены в табл. 2 в особую группу. Ввиду незначительности содержания железа отнесено нами также к этой группе, хотя полностью нельзя исключить его вхождение в структуру минерала в качестве основного компонента.

Рентгенографический материал для уточнения катионного распределения в стронциевом пирохлоре - 7I ненулевой рефлекс ($\max \sin \theta/\lambda = 0,8 \text{ \AA}^{-1}$) получен с прозрачного монокристалла красного цвета (табл. I, ан. I, 2) размером 0,1 мм на автоматическом дифрактометре РИ "Синтекс" $2\theta:\theta$ методом со скоростью сканирования 4-24⁰/мин (Mo-излучение, графитовый монохроматор). Уточненный на том же дифрактометре параметр кубической ячейки $a = 10,484(3) \text{ \AA}$. Пересчет экспериментальных интенсивностей ($I \geq I,96 \sigma(I)$) в $|F_{hkl}|$, а также все последующие расчеты выполнены с использованием специализированной вычислительной системы E-XTL "Синтекс". Закономерные погасания в трехмерном наборе отражений подтвердили Федоровскую группу $Fd\bar{3}m$.

Для уточнения структуры в качестве исходного был выбран набор координат [I6]: Sr в позиции 16d, Nb - 16c, O₂ - 48f и O₁ - 8b. Уточнение позиционных параметров и тепловых поправок полноматричным МНК для четырех независимых атомов привело к $R_{hkl} = 0,078$. Однако у атомов Sr и O_I величины тепловых поправок оказались сильно завышены. Последующее уточнение коэффициентов заполнения всех атомов позволило установить эффек-

Таблица I

Химический состав (в мас.%) стронциевого пирохлора

Компоненты	I	2	3	4	5	6	7	8	9	IO	II	I2	I3
SrO	9,81	12,27	13,23	16,17	9,70	12,56	10,71	10,96	5,85	10,80	8,37	6,52	9,94
BaO	0,15	0,15	0,60	0,25	0,18	0,55	0,60	0,50	0,0	0,0	0,0	0,17	0,57
CaO	1,41	0,82	2,09	0,48	1,17	1,29	1,49	1,28	13,03	1,21	8,37	6,34	1,62
Na ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,07	0,0	4,93	0,20	0,0
Ce ₂ O ₃	1,58	2,95	2,49	2,52	1,01	1,93	4,99	2,45	2,41	3,23	3,16	3,84	4,26
Nd ₂ O ₃	0,0	0,41	-	-	-	-	0,25	-	0,25	0,21	0,26	0,26	
La ₂ O ₃	0,40	0,57	0,69	1,44	0,29	0,57	0,65	0,92	1,15	0,65	2,91	3,41	
Nb ₂ O ₅	41,76	48,34	42,26	55,48	46,18	49,02	42,28	43,27	63,24	42,07	60,23	62,69	45,87
Ta ₂ O ₅	3,91	3,22	1,46	1,43	2,49	2,48	1,57	1,27	0,78	2,20	0,51	0,37	3,59
TiO ₂	9,43	9,34	8,00	6,68	6,26	6,29	9,57	9,99	6,03	11,33	4,41	4,14	8,97
Al ₂ O ₃	1,62	0,65	0,93	0,17	-	-	1,29	1,23	0,0	1,08	-	-	0,69
Fe ₂ O ₃	2,00	1,37	1,82	1,37	0,0	0,0	2,63	2,62	0,0	2,17	0,0	0,07	2,35
P ₂ O ₅	6,33	4,00	5,48	0,0	3,59	3,78	5,40	6,98	0,05	6,06	0,0	0,0	5,33
SiO ₂	3,73	2,99	2,37	3,66	1,74	1,74	2,40	2,40	0,72	2,40	0,0	0,22	1,65
Сумма	82,13	87,08	81,44	89,66	72,58	80,21	83,92	83,96	99,58	83,58	96,74*	89,38 ^{2*}	85,81 ^{3*}

* Включая UO₂ 3,60 мас.%.
2* Включая UO₂ 1,15 мас.%.
3* Включая MgO 0,18, MnO 0,42, ZrO₂ 0,25 и ThO 0,10 мас.%.
Примечание. I-12 -таблитчатые кристаллы (I-10 - Кольский полуостров, Ловозеро, альбититы Вавнбеда, II, I2 - Хибины, нефелин-полевошпатовые пегматиты, кол. Ю.П.Меньшикова); I3 - псевдоморфозы по [I].
I-4, 7-10, II, I2 - зональные кристаллы (I, 3, 7, II - центральные участки, 2, 4, IO, I2 - краевые зоны, 8 - промежуточная зона с включениями пирохлора кальций-натриевого состава (9); 5, 6 - относительно однородные кристаллы в цирконе и эгирине соответственно - элемент не определялся.

Таблица 2

Формульные количества атомов в стронциевом пирохлоре

Атомы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Позиция А													
Sr	0,42	0,48	0,60	0,62	0,20	0,53	0,46	0,46	0,20	0,45	0,32	0,24	0,41
Ba	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Ca	0,11	0,06	0,18	0,03	0,11	0,10	0,12	0,10	0,84	0,09	0,58	0,43	0,12
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,71	0,00	0,62	0,02	0,00
Ce	0,04	0,07	0,07	0,06	0,05	0,05	0,13	0,07	0,05	0,08	0,08	0,08	0,11
La	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,07*	0,09 ^{2*}	0,11
Сумма	0,58	0,62	0,87	0,74	0,36	0,71	0,74	0,66	1,81	0,63	1,72*	0,87 ^{2*}	0,70 ^{3*}
Позиция В													
Nb	1,40	1,47	1,50	1,65	1,69	1,61	1,43	1,43	1,72	1,35	1,78	1,80	1,46
Ti	0,52	0,47	0,47	0,33	0,36	0,34	0,54	0,55	0,27	0,61	0,21	0,19	0,47
Ta	0,08	0,06	0,03	0,02	0,05	0,05	0,03	0,02	0,01	0,04	0,01	0,01	0,07
Сумма	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Al	0,14	0,05	0,07	0,11	-	-	0,11	0,11	0,00	0,09	-	-	0,06
Fe	0,11	0,07	0,01	0,07	0,00	0,00	0,15	0,14	0,00	0,12	0,00	0,00	0,12
P	0,40	0,23	0,36	0,00	0,24	0,23	0,34	0,43	0,00	0,36	0,00	0,00	0,32
Si	0,28	0,20	0,19	0,24	0,12	0,12	0,17	0,16	0,04	0,16	0,00	0,01	0,12
Сумма	0,93	0,55	0,63	0,42	0,36	0,35	0,77	0,84	0,04	0,73	0,00	0,01	0,62

* Включая 0,05 U.

2* Включая 0,01 U.

3* Включая 0,02 Mn и 0,02 Mg.

Примечание. Номера анализов соответствуют приведенным в табл. I.

тивные порядковые номера катионов в независимых позициях, а также статистическое присутствие атомов O в позиции O_1 . На заключительной стадии уточнения для легких атомов выявилась еще одна возможная позиция 96g - O_3 , также со статистическим заполнением. С учетом данных локального рентгеноспектрального анализа циклом последовательных уточнений с использованием смешанных факторов атомного расстояния было получено распределение катионов в обеих А- и В-позициях. Этому варианту состава соответствовал $R_{hkl} = 0,064$. Уточнение полученной модели в анизотропном приближении и введение в массив $\{F_{hkl}\}$ поглощения для кристалла неправильной формы снизил R_{hkl} до 0,052. Для атомов O_2 и O_3 уточняемые параметры равны: $x = 0,3150$ и $0,2989$, $z = 0,3824$ соответственно. Полученные межатомные расстояния А-О и В-О стандартны и не выходят за рамки известных [10, 16].

В структурном типе пирохлора единственная уточняемая координата x позиции 48 f атома O_2 . Этот параметр атома O_2 влияет на конфигурацию обоих катионных полиэдров. При $x = 0,312$ В-катион находится в правильном октаэдре, а А-катион - в искаженном кубе [16], в котором 6 расстояний А-О (позиция O_2) одинаковы, а 2 расстояния А-О (позиция O_1) несколько укорочены. При $x = 0,375$ А-катион помещается в правильном кубе, в то время как В-катион - в сильно уплощенном октаэдре. В изученном нами стронциевом пирохлоре $x = 0,315$. Следовательно, структура его построена из сочлененных по вершинам правильных В-октаэдров ($B-O = 1,975(4) \text{ \AA}$) и искаженных А-кубов ($A-O = 2,683(9)$ и $2,270(9) \text{ \AA}$), заполняющих пустоты внутри октаэдрического каркаса. При этом лишь 25% кубов заселяются катионами Sr, Ca, Ce, а оставшиеся 75% оказываются пустыми. Это обстоятельство наряду со статистическим присутствием O_1 , участвующих именно в построении А-полиэдров, позволило допустить входжение Si и P катионов в А-позиции при одновременной перестройке части кубов в тетраэдры. Однако это предположение не подтвердилось, так как никакого намека на расщепление O_1 -позиции с образованием укороченных до $1,6 \text{ \AA}$ связей А-О не было установлено на заключительных распределениях электронной плотности. Размещение Si и P катионов в В-полиэдрах, как это априори записывается в химических формулах многих пирохлоров, по данным выполненного структурного анализа невозможно, поскольку введение этих катионов в 16c позиции существенно снижает эффективный порядковый номер В-катионов и ухудшает фактор достоверности структуры. Таким образом, по данным структурного анализа следует признать, что SiO_2 и P_2O_5 присутствуют в исследованном образце лишь в тонкодисперсном или аморфном состоянии. Увеличение содержания этих компонентов обычно сопровождается значительной гидратацией пирохлора [4]. В стронциевом пирохлоре гидратация, приводящая к образованию в структуре групп OH и молекул H_2O , способствует сбалансированности положительных и отрицательных зарядов. Для образования полиэдров вокруг А-катионов, входящих в формулу не со стехиометрическим коэффициентом 2, а 0,5, требуется лишь 25% групп OH^- , расположенных в позиции O_1 (маловероятно, что в образовании этих крупных полиэдров с вакантными центральными катионами будут участвовать O_2^-). Оставшаяся часть O_1 с коэффициентом по результатам уточнения $\sim 0,25$, занята молекулами H_2O . Участие последних в этих позициях установлено в $(H_2O)_x H_2Ta_2O_6 - (D_2O)_{0,38} D_2Ta_2O_6$ [11]. При этом в позиции O_2 пропорция $O:(OH)$ оказывается $\sim 3:1$. Входжение групп OH^- в эту позицию структурного типа пирохлора отмечено для структур $H(D)TaWO_6$, $H_2Ta_2O_6$ и $HTaWO_6 \cdot H_2O$ [12].

Найденная в структуре стронциевого пирохлора дополнительная позиция 96g (Fd3m) акцентирует его нарушенную стехиометрию. Дополнительные атом-

ные позиции рассматриваемого структурного типа ранее были выявлены при расшифровке структуры $\text{TiNb}_2\text{O}_5\text{F}$. В этой структуре атомы Ti^+ размещаются в позиции 32e, характеризующейся близкой с найденными в структуре стронциевого пирохлора позицией 96g. Возможность расположения дополнительных атомов в позиции 96g была ранее отмечена и в работе [16]. В структуре стронциевого пирохлора позиция 96g занята молекулами воды. Таким образом, структурная формула стронциевого пирохлора принимает вид $\text{A}_{0,5}\text{B}_2[\text{O}, (\text{OH})]_6[(\text{OH})\text{H}_2\text{O}]_{0,5} \cdot (\text{H}_2\text{O})_{0,5}$.

Рентгенографическое исследование стронциевого пирохлора и продуктов его прокаливания при 1000°C (табл. 3) показало, что основу продуктов прокаливания составляет фаза (или смесь фаз) некубической симметрии, в дифракционном спектре которой присутствует часть линий, соответствующих пирохлору. Вместе с тем в спектре этой фазы выявляется большое сходство с рентгенограммами синтетического SrNb_2O_6 , а также смеси SrNb_2O_6 и $\text{SrNb}_6\text{O}_{16}$ (в отношении 5:1) и небольшого количества Nb_2O_5 [15], что позволяет сделать вывод о присутствии в продуктах прокаливания стронциевого пирохлора обеих этих фаз. Вследствие большого количества отражений в рентгенодифракционном спектре указанных соединений [15] в таблице приведено лишь частичное сопоставление порошковых рентгенограмм.

В рентгенограмме порошка стронциевого пирохлора не обнаруживаются дополнительные отражения. Это может свидетельствовать только о рентгеноаморфном состоянии фаз с силикатным и фосфатным составом.

Термографические исследования, проведенные на образцах стронциевого пирохлора, показали, что потеря веса, связанная с выходом воды из минерала при нагревании, совершается в два температурных интервала, которым соответствуют два эндотермических максимума на дифференциальной кривой нагревания в области 100 и 235°C . Полное выделение воды из минерала завершается до 500°C , что совпадает с ранее приведенными данными [1].

Спектры ИК-поглощения стронциевых пирохлоров, а также продуктов его прокаливания регистрировались на спектрофотометре UR-20 с использованием стандартных методов приготовления образцов. Сравнение полученных ИК-спектров со спектром пирохлора нормального состава из кальцитовых жил Вишневогорского щелочного массива (рис. 4) показало, что ИК-спектр стронциевых пирохлоров имеет более сложный профиль. Наблюдаемая в области $400\text{--}800\text{ см}^{-1}$ широкая полоса поглощения совпадает с аналогичной полосой для обычных пирохлоров. В отличие от последних, не имеющих полос поглощения в высокочастотной области, в ИК-спектре стронциевых пирохлоров регистрируется широкая полоса поглощения $3380\text{--}3400\text{ см}^{-1}$, которая в сочетании с полосой поглощения 1650 см^{-1} свидетельствует о наличии в соединении структурной воды. ИК-спектр стронциевых пирохлоров осложняется серией полос поглощения в области $900\text{--}1200\text{ см}^{-1}$, обусловленных колебаниями комплексов $[\text{SiO}_4]$ и $[\text{PO}_4]$.

ИК-спектр продуктов прокаливания стронциевого пирохлора подтверждает полный выход воды из минерала после нагревания и свидетельствует, что основу этих продуктов составляет сложный оксид или смесь оксидов со структурой не пирохлорового типа, что хорошо согласуется с рентгенометрическими данными. Появление в ИК-спектре продуктов прокаливания стронциевого пирохлора достаточно широкой полосы поглощения большой интенсивности с серией максимумов в области $1000\text{--}1200\text{ см}^{-1}$ свидетельствует о большой степени кристалличности, по сравнению с исходным материалом, соединений с тетраэдрическими радикалами.

Для выявления тонких кристаллических включений образцы стронциевого пирохлора были исследованы в электронном микроскопе. На многочисленных

Таблица 3

Межплоскостные расстояния (в Å) стронциевого пироклора (1, 2),
и продуктов его прокаливания (3, 4)

1			2		3		4	
I	d	hkl	I	d	I	d	I	d
66	6,02	III	75	6,02	10	7,3+		
					10	5,0x	5	5,0
					20	4,10+x	10	3,92+x
							5	3,80x
					50	3,70+		
							5	3,59+
3	3,30	310	10	3,30	30	3,31+	80	3,29+
5I	3,13	311	45	3,14			5	3,12+
100	3,010	222	100	3,011	100	3,03+x	80	3,04+x
							10	2,91
							80	2,79+x
24	2,611	400	17	2,609				
		410	5	2,524	30	2,52+	80	2,53+
					10	2,34+x	5	2,32+x
					10	2,23+x	5	2,23+x
3	2,129	422	5	2,132	10	2,11+x	10	2,13+x
					10	2,06+x	10	2,06+x
11	2,011	333	9	2,010				
					10	1,958+x	5	1,960+x
					20	1,909	5	1,908
35	1,847	440	33	1,846			5	1,842+
7	1,766	531	7	1,765	20	1,748+x	5	1,750+x
					10	1,717	100	1,710+
		620	3	1,652	10	1,664+x	30	1,644+x
					10	1,628+x	5	1,620+x
6	1,595	533	5	1,594				
21	1,576	622	20	1,577			30	1,568+
			20	1,574				
6	1,509	444	7	1,508			30	1,507x
6	1,463	551	6	1,463	10	1,466+		
		711						
3	1,360	553	5	1,364	10	1,377+	30	1,375+
		731						
			5	1,359				
3	1,307	800	4	1,305				
3	1,258	821						
3	1,202	662	6	1,200			20	1,184
5	1,169	840	5	1,168			10	1,164
							10	1,110

Примечание. Условия съемки: 1, 2 - дифрактометр ДРОН-2, Си-излучение; 3, 4 - камера РКУ И4,6 мм Fe-излучение. (+) - отражения, близкие к таковым для SrNb_2O_7 ; (x) - отражения, близкие к таковым для $\text{SrNb}_2\text{O}_6 + \text{SrNb}_2\text{O}_7$ [15]; 1, 3 - таблитчатые кристаллы стронциевого пироклора, 2, 4 - псевдоморфозы стронциевого пироклора.

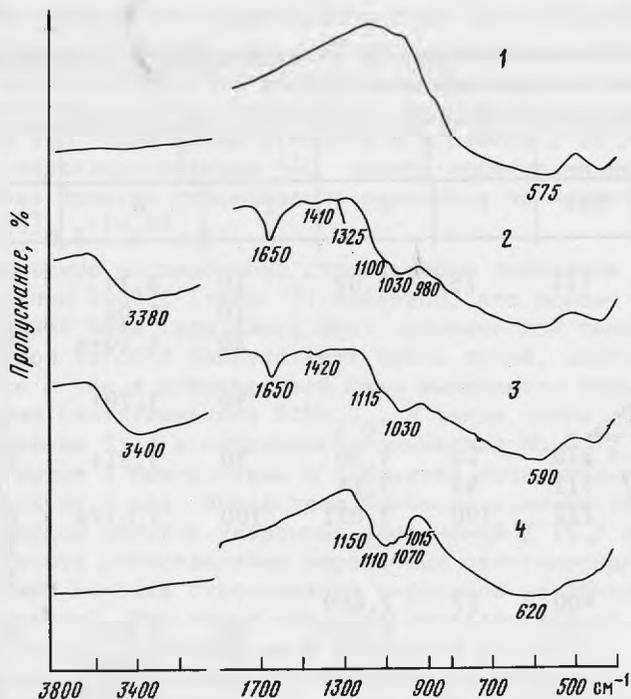


Рис. 4. ИК-спектры пирохлора (1): стронциевого пирохлора (2, 3) и продуктов его прокаливания (4)

препаратах были выявлены посторонние фазы, контрастные по сравнению с матрицей стронциевого пирохлора. Однако неоднократные попытки получить электронно-дифракционную картину к успеху не привели, что подтверждает аморфную природу включений.

В составе стронциевого пирохлора иногда отмечается присутствие калия. Такие пирохлоры описаны Л.Вамбеке [17]. Октаэдрические кристаллы размером в несколько миллиметров были переданы автором в коллекцию горного музея ЛГИ (обр. 863/28) под условным названием "сафьяниковит". Нами были изучены однородность химического состава и ИК-спектроскопия этих кристаллов. Они оказались зональными вследствие незначительного изменения содержания отдельных компонентов (табл. 4). Структурное состояние воды в этих кристаллах аналогично стронциевому пирохлору из Ловозера. С целью устранения возможных карбонатных включений в пирохлоре его кристаллы были обработаны HCl и проанализированы. Оказалось, что если стронций незначительно выносится из минерала в кислой среде, то содержание калия почти в три раза уменьшается в продуктах обработки минерала по сравнению с исходным содержанием в разных зонах исходного пирохлора.

Весь комплекс проведенных исследований убедительно показывает, что в стронциевом пирохлоре, обладающем дефектной пирохлоровой структурой, кремний и фосфор не являются структурными элементами, а, напротив, образуют аморфные гелеподобные мельчайшие частицы, по-видимому, располагающиеся вместе с молекулярной водой в лавесовских пустотах ниобий-кислородного каркаса структуры пирохлора.

Вследствие малой подвижности таких аморфных частиц захват их в процессе кристаллизации минерала носит пульсационный характер с образова-

Таблица 4

Химический состав калий-стронциевого пирохлора

Компоненты	1		2		3	
	мас.%	K_k	мас.%	K_k	мас.%	K_k
SrO	9,12	0,27	8,71	0,27	7,41	0,22
CaO	0,45	0,02	0,24	0,01	0,43	0,02
Na ₂ O	0,00	-	0,00	-	0,00	-
K ₂ O	1,39	0,09	1,47	0,10	0,40	0,03
Nb ₂ O ₅	80,65	1,88	78,45	1,88	77,24	1,76
Ta ₂ O ₅	0,17	0,00	0,29	0,00	0,15	0,00
TiO ₂	3,11	0,12	3,05	0,12	6,30	0,24
Fe ₂ O ₃	0,06	-	0,00	-	0,09	-
Сумма	94,95		92,20		92,03	

Примечание. 1, 2 - зональный кристалл (1 - центральные участки, 2 - краевая зона); 3 - кристалл после обработки HCl. K_k - формульные коэффициенты атомов, рассчитанные на основе Nb + Ta + Ti = 2.

нием чередующихся зон роста кристалла, обогащенных и обедненных кремнием и фосфором. С другой стороны, осаждение достаточно большого количества этих частиц на заряженные плоскости растущих индивидов может затормаживать или вообще прекращать рост в определенных направлениях. В этом, вероятно, и заключается причина образования необычных по морфологии таблитчатых псевдогексагональных кристаллов стронциевого пирохлора.

Авторы благодарны В.С.Гайдуковой (ВИМС, Москва) за выполнение электронно-микроскопического исследования стронциевого пирохлора, Ю.П.Меньшикову (ГИ КФ АН СССР) и Н.Н.Девниной (горный музей ЛГИ) за предоставленные образцы для сравнительных исследований.

Литература

1. Волошин А.В., Полежаева Л.И. Исследование состава стронциевого гидропирохлора // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1979. Вып. 13. С. 18-25.
2. Гайдукова В.С. О стронциевом пирохлоре и кальциевом эшнитите из карбонатитов // Геология месторождений редких элементов. Вып. 30: Очерки по геологии редких элементов. М.: Недра, 1966. С. 72-76.
3. Горжевская С.А., Сидоренко Г.А., Гинзбург А.И. Титано-танталониобаты. М.: Недра, 1974. 344 с.
4. Еськова Е.М., Жабин А.Г., Мухитдинов Г.Н. Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. М.: Наука, 1964. 319 с.
5. Кирнарский Ю.М. Пирохлор из пород Эгиринового наволока, Кольский полуостров // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Изд-во АН СССР, 1959. Вып. 1. С. 84-86.
6. Лапин А.В., Малышев А.А., Плошко В.В., Черепивская Г.Е. Стронциопирохлор из латеритных кор выветривания карбонатитов // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290, № 5. С. 1212-1217.

7. Лапин А.В. Ионообменные свойства кристаллической структуры пирохлора и их минералогическое следствие // Минералогия - народному хозяйству: Тез. докл. VII съезда ВМО. Л.: Наука, 1987. С. 54.
8. Минералы: Справочник. М.: Наука, 1967. Т. 2, вып. 3. 676 с.
9. Семенов Е.И., Спицын А.Н., Бурова З.И. Гидропирохлор из Ловозерского массива // Докл. АН СССР, 1963. Т. 150, № 5. С. 1128-1130.
10. Chakoumakos B.C. Systematics of the pyrochlore structure type, ideal $A_2B_2X_6Y$ // J. Solid State Chem. 1984. Vol. 53, N 1. P. 120-129.
11. Dickens P.G., Weller M.T. Structure and proton mobility in the defect pyrochlore $(H_2O)_2H_2Ta_2O_6$ // Solid State Commun. 1986. Vol. 59, N 8. P. 569-573.
12. Groult D., Pannetier J., Raveau B. Neutron diffraction study of the defect pyrochlores Ta_5WO_{15} , $HTaWO_6$, $H_2Ta_2O_6$ and $HTaWO_6 \cdot H_2O$ // J. Solid State Chem. 1982. Vol. 41. P. 277-285.
13. Hogarth D.D. A study of pyrochlore and betafite // Canad. Miner. 1961. Vol. 6, N 5. P. 610-633.
14. Hogarth D.D. Classification and nomenclature of pyrochlore group // Amer. Miner. 1977. Vol. 62, N 34. P. 403-410.
15. Marinder B.-O., Wang P.-L., Werner P.-E. Powder diffraction studies of $SrNb_2O_6$ and $SrNb_6O_{16}$ // Acta chem scand. A. 1986. Vol. 40, N 7. P. 467-475.
16. Subramanian M.A., Aravamudan G., Subbarao G.V. Oxide pyrochlores - a review // Progr. Solid State Chem. 1983. Vol. 15, N 2. P. 55-143.
17. Wambeke L. A study of some niobium-bearing minerals of the Lueshe carbonatite deposit (Kivu, Republic Congo) // Euroatom. Rep. 1965. N 2110. P. 1-31.

УДК 548.0

А.А.Годовиков, О.И.Рипинен, В.И.Степанов

СФЕРОЛИТЫ, СФЕРОКРИСТАЛЛЫ, СФЕРОИДОЛИТЫ, ЯДРОСФЕРОЛИТЫ

Как известно, в природе сравнительно широко распространены сферические моно- и полиминеральные кристаллические выделения, к которым применяются такие названия, как "сферолит", "сферокристалл", "сфероидолит", хотя условия их образования и связанные с этим особенности структуры и текстуры различны. В связи с этим представляется необходимым дать конкретные определения указанным терминам с учетом специфических черт их образования. Для этого рассмотрим прежде всего в хронологической последовательности известные определения, данные в различных словарях и монографиях.

Так, в Петрографическом словаре Ф.Ю.Левинсон-Лессинга и Э.А.Струве [9] находим: "Сферолиты (Sphärolithe), Фогельзанд, 1872. - Небольшие шаровые радиально-лучистые или концентрические скорлуповатые образования, встречающиеся в стекловатых, кристаллических или иных породах так называемой сферолитовой структуры" (с. 329).

В этом определении настораживают два момента. Во-первых, указано, что

сферолиты могут представлять собой концентрически-скорлуповатые образования, причем радиально-лучистая структура в этом случае вроде и необязательна. Во-вторых, отмечается, что сферолиты встречаются в стекловатых, кристаллических или иных породах, причем не расшифровывается, что собой представляют последние. Если учесть, что это могут быть как вулканогенные, так и изверженные, как метаморфические, так и осадочные породы, смысл этого определения становится неясным и оно по сути своей излишне.

По А.В.Шубникову, Е.Е.Флинту, Г.Б.Бокию [16], сферолит - кристаллический агрегат сферической формы, рассматривавшийся ими как "псевдокристаллический индивидуум" (с. 410). Анализируя особенности морфологии и генезиса сферолитов, они выделяли три их типа:

"Обыкновенный сферолит (а) состоит из отдельных кристаллов, расположенных радиально вокруг начальной точки роста. Поверхность сферолита неровная и состоит из множества маленьких граней, принадлежащих составляющим его кристаллам...

Сферокристалл (b) состоит из весьма тонких, быть может, молекулярно тонких волокон, исходящих из одного центра; поверхность сферокристалла гладка и при отсутствии помех при ее образовании строго сферична...

Сферолит с двулистником (с) состоит из радиальных волокон двух сортов; граница между ними имеет в сечении вид двух сросшихся лепестков цветка... В пространстве эти лепестки имеют форму тел вращения логарифмической спирали. Леманн объясняет образование сферолитов с двулистниками расщеплением зародышевого кристалла по концам" (с. 410-411).

Из определений видно, что разница между сферолитом и сферокристаллом, по А.В.Шубникову, Е.Е.Флинту и Г.Б.Бокию, не столько качественная, сколько количественная и определяется величиной субиндивидов, слагающих сферолит. В сферолитах это достаточно грубые, легко различимые субиндивиды, в сферокристаллах - чрезвычайно тонкие, настолько, что подобные сферолиты не только имеют зеркально гладкую поверхность, но и часто оказываются прозрачными, как бы однородными; их сферолитовую структуру можно видеть только под микроскопом. Из минералов такие сферолиты известны, например, для халцедона, томсонита, гиалита. В то же время структура обыкновенных сферолитов и сферокристаллов одинакова. Поэтому неудивительно, что позже многие авторы не делали существенных различий между этими терминами, а иногда применяли их попеременно к одним и тем же индивидам.

Иное дело "сферолиты с двулистником". Они принципиально отличаются не только своей структурой, но и генезисом, являясь заключительной стадией объемного расщепления кристалла.

"Сферолиты с двулистником" исчезли из ряда более поздних словарей, в которых можно найти лишь определение сферолита в первом значении этого слова и изредка определение сферокристалла. Так, в словаре по геологии нефти [12] находим: "Сферолиты - небольшие шаровые радиально-лучистые или одновременно и концентрически скорлуповатые образования... Сферокристаллы - однородные маленькие шаровые образования радиально-лучистого строения (сферолиты), состоящие из игл (волокон), принадлежащих одному минералу" (с. 444). Здесь вызывает сомнение особое внимание к тому, что это "небольшие" или "маленькие" образования, поскольку эта характеристика не может быть определяющей.

В "Геологическом словаре" [1] по интересующему нас вопросу находим: "Сферолиты - сферические образования, состоящие из тончайших волокон неопределимого кристаллического вещества, радиально расположенных вокруг некоторого центра... Сферокристаллы - округлые мономинеральные образова-

ния в основной массе кислых эффузивных пород, образовавшиеся при дальнейшей раскристаллизации сферолитов" (с. 289). Эти определения, естественно, вызывают недоумение. Из них определение сферокристалла полностью не информативно. Не ясно, о каком "неопределимом кристаллическом веществе" идет речь в определении "сферолита", зачем сужать распространение сферолитов и сферокристаллов кислыми вулканитами.

В "Толковом словаре английских геологических терминов" [I4] находим: "Spherulite - петрол. - сферолит. Округлая или сферическая масса игольчатых кристаллов, обычно полевых шпатов, радиально расходящихся из одного центра... spherulite сед. - сферолит. 1. Любое более или менее сферическое тело или крупнокристаллический агрегат с радиально-лучистой внутренней структурой (кристаллы могут расходиться радиально из одного или нескольких центров)...; образуются в осадочных породах *in situ*... 2. Небольшие (0,5-5 мм в диаметре) сферические или сфероидальные частицы, состоящие из тонкого плотного известкового внешнего слоя и ядра, сложенного шпатовидным кальцитом" (с. 208). Если исключить толкование понятия "сферолит" во втором седиментологическом смысле, то даваемые определения, по существу, аналогичны определению сферолита обыкновенного по А.В.Шубникову, Е.Е.Флинту и Г.Б.Бокию, приведенному выше. Сферолит же во втором седиментологическом понимании существенно отличается генетически, так как имеет ядро, сложенное "шпатовидным", т.е. крупнокристаллическим, кальцитом, и корку, нарастающую на это ядро и имеющую радиально-лучистую структуру.

В "Толковом словаре немецких геологических терминов" [I0] сферолиты определяются как "округлые образования зернистого (? - авторы наст. ст.) строения, скорлуповатые (? - авторы наст. ст.) или нередко радиально-лучистые" (с. 268). Здесь на первое место выступает округлая форма и к сферолитам относятся как обыкновенные сферолиты А.В.Шубникова, Е.Е.Флинта, Г.Б.Бокия, так и оолиты, что поясняется в этом же разделе несколько ниже. Обыкновенные же сферолиты получают специфическое название "радиолиты" (Radiolith).

По определению "Петрографического словаря" [II], "сферолит - сферический концентрический зональный радиально-лучистый аккреционный агрегат в осадочной, метаморфической или магматической породе" (с. 418). В качестве разновидностей сферолита названы вариолит, оолит, сферокристалл. Таким образом, основным в определении сферолита здесь выступает сферическая форма, тогда как структура его допускается различной. Определение сферокристалла дается в виде: "Сферокристалл - сформированный не за счет одновременного роста массы радиально расположенных кристаллов, а за счет расчленения одного кристалла" (с. 417). Легко видеть, что, по существу, определения понятия сферокристалла оно не дает, хотя сферокристалл в этом случае трактуется как продукт расщепления растущего кристалла.

Наконец, в "Толковом словаре" С.И.Томкеева [I5] даются следующие определения:

"Spherulite (= spherolite, sphaerolite) - сферолит. Название обычно употребляется для обозначения сферических тел, встречающихся в кислых стеклах или породах. Их диаметр обычно меньше нескольких сантиметров, хотя были описаны и более крупные тела, достигающие 3 м в поперечнике. Под микроскопом выявляется радиальное расположение кристаллов вокруг одного или ряда центров...

Spherocrystals - сферокристаллы. Радиальные сферолиты, образованные кристаллами, принадлежащими к одному минеральному виду" (с. 203).

Анализируя определения С.И.Томкеева, следует отметить, что в понятии

сферолита ведущим является сферическая форма. Не ясно, почему о "радиальном расположении кристаллов" можно судить только под микроскопом, поскольку эта структура отчетливо видна даже макроскопически у многих сферолитов, в том числе и содержащихся в кислых породах. Что касается термина "сферокристалл", то С.И.Томкеев дает, по существу, собственное его толкование, в котором на первый план выдвигается мономинеральность таких индивидов, а отнюдь не толщина иголок (волокон), слагающих их. Более того, из приведенных определений можно допустить, что сферолиты отличаются от сферокристаллов, по С.И.Томкееву, своей полиминеральностью.

Из всех приведенных определений видно, что они весьма неоднородны, часто противоречивы или ограничены. Более того, основная их масса не учитывает разные механизмы формирования рассматриваемых минеральных тел, что в свое время подчеркивалось А.В.Шубниковым, Е.Е.Флинтом и Г.Б.Бокием. Именно на последнем сосредоточил свое внимание Д.П.Григорьев [4]. Касаясь определения самого понятия "сферолит", он писал: "Сферические агрегаты минералов - будем называть их сферолитами - имеют обычно более или менее правильную, но иногда сильно искаженную форму шара и обнаруживают радиально-лучистое или радиально-лучистое и вместе с тем концентрически-зональное строение, нередко очень тонкое, часто только с большим трудом различимое под микроскопом" (с. 249). Таким образом, согласно Д.П.Григорьеву, достаточными определениями для сферолита является близкая к шаровидной форма и радиально-лучистое строение, сохраняющееся и у концентрически-зональных сферолитов. Надо также отметить, что сферолиты Д.П.Григорьев рассматривал не как индивиды, а как агрегаты.

Говоря о генезисе сферолитов, Д.П.Григорьев выделяет 3 случая:

1) "нарастание кристаллов на какие-либо более или менее округлые посторонние тела";

2) "кристаллизация сконцентрированных в определенных точках выделений по-разному ориентированных зародышей";

3) "рост расщепляющихся кристаллов" (с. 249-251).

Ясно, что все три случая существенно отличаются друг от друга как по механизму роста "сферолитов", так и по структуре последних.

Так, сферолиты (рис. 1), описанные Д.П.Григорьевым ко второму случаю, экспериментально воспроизводятся путем введения группы затравок в центр кристаллизующегося расплава, например заключенного между предметным и покровным стеклом, путем прикосновения палочкой с затравками к расплаву через специальное отверстие в центре покровного стекла. Анализируя условия образования сферолитов рассматриваемого типа при кристаллизации расплавов полимеров, Х.Кейт и Ф.Дж.Падден [17] пришли к выводу, что они образуются при разрастании сильно дефектной расщепленной затравки, возникновению которой благоприятствуют пересыщение (переохлаждение) и примеси, в том числе ионные, вокруг которых конденсируются частицы кристаллизующегося вещества с образованием сильно дефектных ядер нуклеации. В этом случае зародышевая дефектная частица, находящаяся в центре сферолита, столь мала, что не может быть обнаружена даже под микроскопом. По этому механизму, которому благоприятствует также кристаллизация за счет присоединения отдельных элементарных блоков [3], образуются кристаллические индивиды, состоящие из отдельных волокнистых, игольчатых, пластинчатых, грубостежоватых и тому подобных субиндивидов, которые можно рассматривать как собственно сферолиты (обыкновенные сферолиты А.В.Шубникова, Е.Е.Флинта, Г.Б.Бокия). Ясно, что принципиальной разницы между сферолитами, отличающимися толщиной волокон (игл и т.д.), нет. Поэтому нет смысла в сохранении термина "сферокристалл" в старом смысле слова, как относящегося к сферолиту с ультратонкими, неразличимыми даже

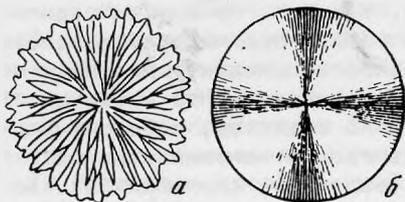


Рис. 1. Особенности строения сферолитов
 а - грубошестоватого с бугристой поверхностью; б - тонковолокнистого с гладкой поверхностью; показаны особенности его погасания в скрещенных николях

под микроскопом волокнами и гладкой, зеркальной внешней поверхностью. Учитывая сказанное, именно за этой группой индивидов предлагается сохранить название "сферслит".

Совершенно иной механизм образования характерен для шаровидных индивидов, возникающих как конечный продукт объемного расщепления кристаллов по схеме, впервые приведенной Леманном (рис. 2). В этом случае, сначала возникают практически неискаженные кристаллы, которые по мере роста все больше и больше искажаются. На промежуточных стадиях возникают сильно искаженные индивиды - седловидные - в случае карбонатов [2], столь характерные для доломита, сноповидные, типичные для стильбита и тому подобные индивиды. Конечной стадией их расщепления является индивид со сложным строением, в котором отдельные субиндивиды часто не расходятся из центра к периферии, как в сферолитах, а подчиняются закону расщепления, **делающими** их не прямыми, а изогнутыми. Такие индивиды, в которых иногда можно обнаружить и характерный для них двулистник (рис. 3), типичны для стильбита, пренита, некоторых кальцитов, доломитов, сидеритов. Этот же механизм расщепления кристаллов в процессе их роста установлен для шаровидных индивидов настурана (рис. 4). Ю.М.Дымков [8], подробно исследовавший последние, именно для них предложил название сферокристаллов, отнеся к ним "простые шаровидные (округлые) индивиды, возникшие в результате непрерывного радиального расщепления пирамид роста всех или строго определенных граней зародышевого кристалла (центра роста) и характеризующиеся в первом приближении кристаллической непрерывностью (сферической кристаллической решеткой)" (с. 70). Именно последнее обстоятельство приводит к сферической спайности, характерной для сферокристаллов кальцита, доломита, сидерита, слюд (индивиды типа барботова глаза у аннита, лепидолита), ряда других минералов.

Своеобразное строение и механизм образования характерны для сфероидолитов. К ним относятся [8] сферические или грушевидные образования, которые можно представить как тела вращения с L_{∞} , субиндивиды которых (волокна и т.п.) изогнуты, причем степень их изогнутости (отклонения от L_{∞}) увеличивается по мере роста.

Сопоставляя структуру сферолитов и сфероидолитов Ю.М.Дымков [8] пишет: "В любом пучке кристаллических волокон есть какие-то отклонения от радиальности, но в отдельных искаженных ("дисимметричных") сферокристал-

I Первоначальное определение сфероидолитов, данное В.И.Степановым [13], имеет следующий вид: "Сфероидолитами предлагается обозначать такие разновидности сферолитов, которые имеют эллиптическую, а не обычную круговую концентрическую зональность роста при общем радиально-лучистом их сложении. Сфероидолиты, как и сферолиты, можно рассматривать как индивиды (в оригинале **индивидуумы**. - Авторы наст.ст.), которые могут образовать различные агрегаты" (с. 80).

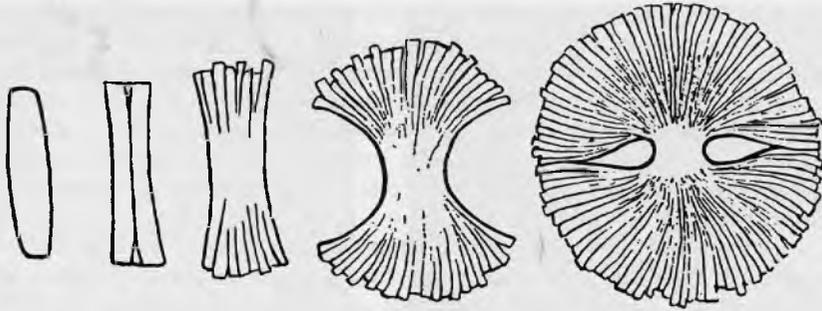


Рис. 2. Схема объемного расщепления кристалла, приводящего в конечном счете к образованию сферокристалла с двулистником

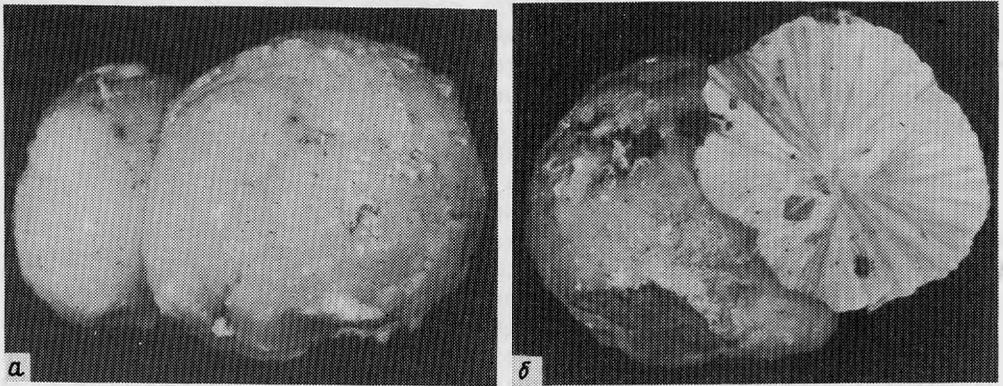


Рис. 3. Сферокристаллы стильбита
а - внешняя форма; б - сечение с характерной фигурой двулистника

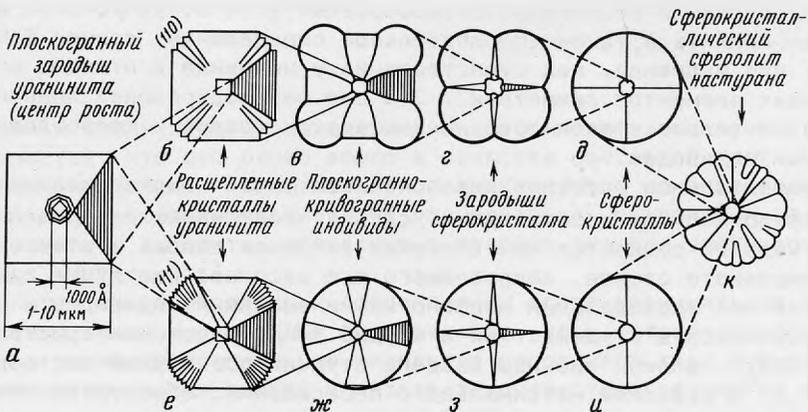


Рис. 4. Схема образования сферокристаллов настурана путем скелетного (б-д) и радиально-нормального (е-и) расщепления кубических и кубооктаэдрических кристаллов уранинита (схемы аб-дк - наблюдаемый ряд, ае-нк - предполагаемый путь развития) по [7]

лах - сфероидолитах эти отклонения становятся характерной особенностью индивидов. У основания их волокна изогнутые и укороченные. Наиболее длинные кристаллические волокна проходят через главную ось сфероидолита ... соответственно зоны роста к основанию уменьшаются" (с. 73). Превосходные примеры сфероидолитов представлены баритом Керченского железорудного месторождения (рис. 5). Дендритные сростки сфероидолитов характерны для выделений настурана, тодорокита (рис. 6), малахита, пещерного кальцита (в кластеритах и кораллоидах).

Наряду с плотными сферолитами и сферокристаллами, которые Ю.М. Дымков [8] называл закрытыми, он выделял открытые сферолиты и сферокристаллы - "ежи", сложенные разобщенными иглами или пучками радиальных субиндивидов, расходящимися от какого-то центра. С нашей точки зрения, такие индивиды лучше назвать сферолитовыми или сферокристаллическими пучками. При этом интересно, что иногда такие пучки образуются самостоятельно, в других же случаях они венчают, например, обычные ("закрытые" по Ю.М. Дымкову) сферолиты, что было показано Ю.М. Дымковым [8] на примере монтрозеита и настурана. Переход обычных сферолитов в сферолитовые пучки установлен для натролита Пуны (Индия), антимонита из Никитовки (УССР) и ряда других минералов.

А.В. Шубников, Е.Е. Флинт, Г.Б. Бокий [16], Ю.М. Дымков [6-8] и ряд других исследователей рассматривали сферолиты, сферокристаллы, сфероидолиты как минеральные индивиды, сложенные субиндивидами. В свою очередь эти индивиды, срастаясь, могут образовывать корки, а сфероидолиты - и дендритные сростки расщепляющихся сфероидолитов. К дендритам же относятся и расщепленные скелетные кристаллы. С другой стороны, Д.П. Григорьев [4] сферолиты и тому подобные индивиды рассматривал, как уже отмечалось, в качестве минеральных агрегатов, что само по себе допустимо, особенно когда обсуждаются, как это делал Д.П. Григорьев, особенности субиндивидов. Однако более обоснованным представляется первый из указанных подходов, относящий сферолиты, сферокристаллы и сфероидолиты к минеральным индивидам. И здесь остается согласиться с Ю.М. Дымковым, что <взаимоотношения между природными объектами, отраженными в понятиях "индивид" и "агрегат", сложны и бесконечно разнообразны> [5, с. 76]. В то же время следует принять и такое дополнительное определение, данное Ю.М. Дымковым [5] для индивида, как существование у индивида в отличие от агрегата "четких элементов симметрии". Это еще раз подкрепляет правомочность отнесения не только сферолитов, но и сферокристаллов и сфероидолитов к минеральным индивидам.

Экспериментальные исследования показывают, что кристаллизация сферолитов и сфероидолитов происходит в условиях повышенных пересыщений. Именно такие условия создаются при внесении затравок салапа в отверстие в центре покровного стекла, закрывающего его расплав. Еще лучше сказанное проявляется при исследовании морфологии минеральных индивидов и агрегатов, образующихся в студнях. Так в студне SiO_2 , в котором кристаллизовался $\text{Sr}[\text{CrO}_4]$, вблизи границы раздела студень \rightleftharpoons водный раствор $\text{Sr}[\text{NO}_3]_2$, т.е. в условиях максимального пересыщения, образуются сфероидолитовые дендритные агрегаты $\text{Sr}[\text{CrO}_4]$. Ниже по мере снижения пересыщения появляются мелкие сферолиты $\text{Sr}[\text{CrO}_4]$ и, наконец, в самом низу (при минимальных пересыщениях) - отдельные кристаллы $\text{Sr}[\text{CrO}_4]$ (рис. 7). Аналогичные опыты по кристаллизации гипса в студне SiO_2 показали, что при максимальных пересыщениях возникают мелкие сферолиты, сменяющиеся затем, по мере снижения пересыщения, сферолитовыми пучками (рис. 8) и, наконец, небольшими монокристаллами гипса.

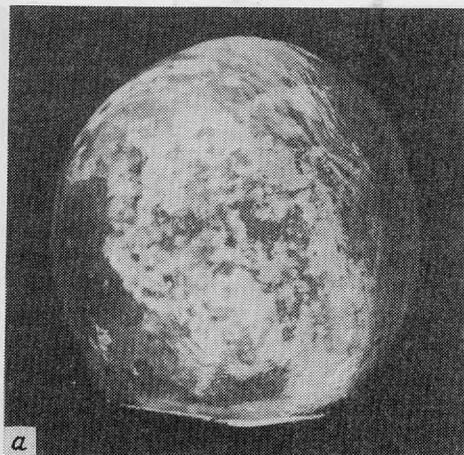


Рис. 5. Сфероидолит барита
а - внешний вид; б - вид с ос-
нования с четким изгибом отдельных
волокнистых субиндивидов. Керчен-
ское железорудное месторождения,
увел. 0,8

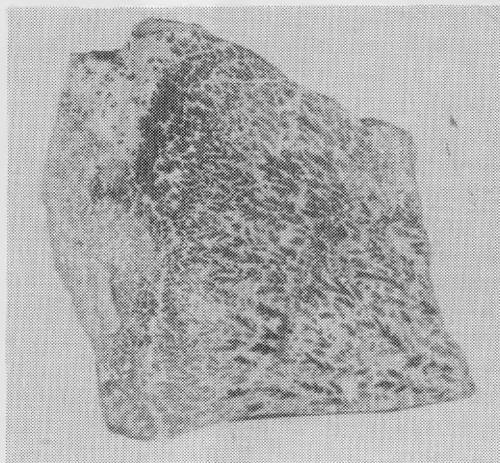


Рис. 6. Сфероидолитовый дендрит
тодорокита

Сферолиты столь характерны для индивидов некоторых минералов или их разновидностей, что это слово вошло в качестве составной части в соответствующие названия. Укажем из них прежде всего на самостоятельный минеральный вид - сферокобальтит и на разновидность сидерита - сферосидерит - сферолиты сидерита, известные в газовых пузырях эффузивов (Венгрии и ряда других мест).

Сферолиты, сферокристаллы и сфероидолиты могут возникать не только при кристаллизации в свободном пространстве, но и метасоматическим путем. В качестве примеров минеральных индивидов последнего типа можно назвать сферолитовые конкреции пирита и марказита, известные во многих каменных углях, сферолиты и сфероидолитовые дендриты тодорокита марганцовых месторождений Кубы [13]. При этом сферическая форма подобных индивидов

I Термин "сферосидерит" широко используется и в ином, с нашей точки зрения неправильном, смысле для обозначения округлых сидеритовых конкреций, обычно мелкозернистых и зонально-концентрических, известных во многих осадочных породах.

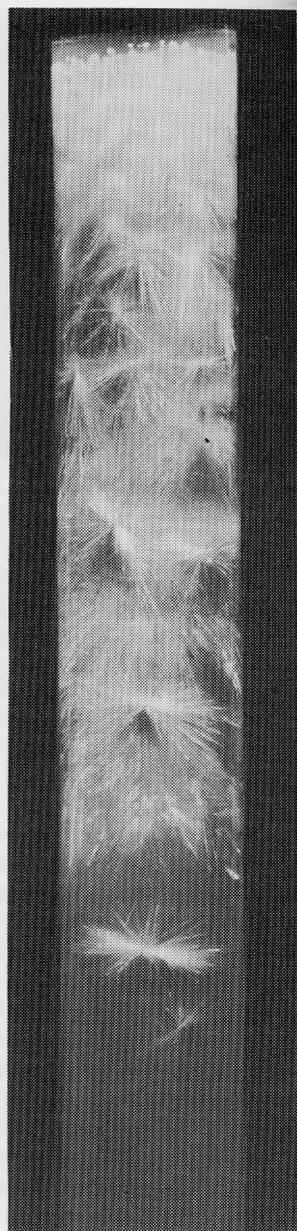
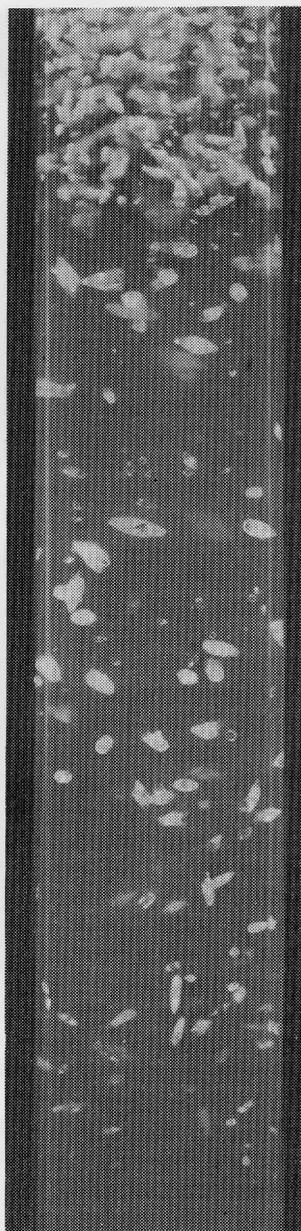
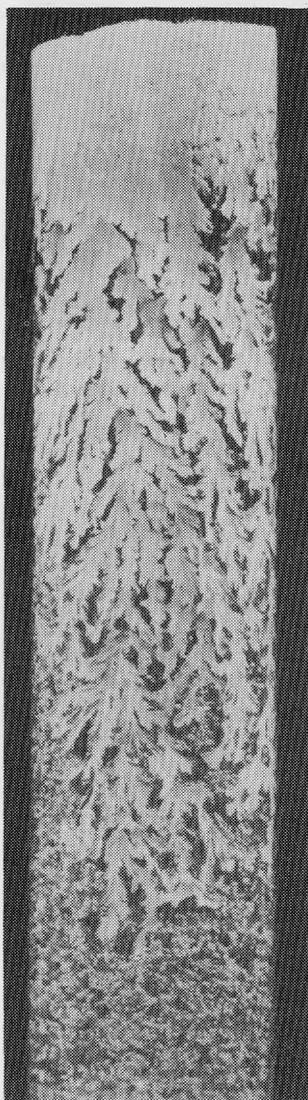


Рис. 7

Рис. 8

Рис. 7. Формы выделения $\text{Sr}[\text{CrO}_4]$, образовавшегося при взаимодействии 0,5М раствора $\text{Sr}[\text{NO}_3]_2$ с 0,5М раствором $\text{K}_2[\text{CrO}_4]$ в 3%-ном студне SiO_2 : сфероидолитовые дендриты и мелкие сферолиты $\text{Sr}[\text{CrO}_4]$ в верхней части столба студня (слева) и отдельные кристаллы $\text{Sr}[\text{CrO}_4]$ в нижней части его столба (справа). Увел. I, I

Рис. 8. Формы выделения гипса - $\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, образовавшегося при взаимодействии 0,33М раствора $(\text{NH}_4)_2[\text{SO}_4]$ с 0,33М раствором CaCl_2 в 3%-ном студне SiO_2 : мелкие сферолиты гипса $\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ в верхней части столба студня и сферолитовые пучки гипса в более глубоких его частях. Увел. 0,8

типична только для тех из них, которые возникли при высокой степени симметрии питающей среды и окружающего пространства. В противном случае могут возникать искаженные индивиды, например вплоть до сферолитовых пластин - дискосферолитов. В качестве примера можно назвать дискосферолиты малахита, образовавшиеся в тонких трещинах вмещающей породы на месторождении Чок-Пак в Казахстане, дискосферолиты вавеллита, образующегося в открытых трещинах вмещающих пород столь характерные для этого минерала, пиритовые "доллары" - дискосферолиты, известные в некоторых из каменных углей. При этом важно отметить, что указанные минеральные индивиды сохраняют все характерные для неискаженных форм особенности своей структуры.

Сферолиты, сферокристаллы, сфероидолиты имеют между собой то общее, что они не только могут рассматриваться как минеральные индивиды, состоящие из субиндивидов, но и образуются в результате одноактных более или менее непрерывных во времени процессов. Иное дело так называемые "сферолиты", в центре которых находятся скопления зерен того же или других минералов - те, которые отнесены Д.П.Григорьевым [4] к первому случаю образования "сферолитов" и которые значатся в качестве сферолитов в "Толковом словаре английских геологических терминов" [14] во втором седиментологическом значении этого термина (сферолиты кальцита с крупнозернистым ядром и радиально-лучистой коркой).

Подобные образования в отличие от сферолитов, сферокристаллов, сфероидолитов образуются в результате двух различных стадий процесса, которые могут быть существенно оторваны по времени друг от друга. В этом случае первоначально формируется зернистое ядро, которое может получить сферическую форму и на более позднем этапе, а затем, уже в следующую стадию процесса, которая может к тому же существенно отличаться и по физико-химическим условиям системы, из которой происходит образование минералов, возникает корка с радиально-лучистой структурой. Корка эта, в свою очередь, может иметь тот же, либо иной минеральный состав. Подобные "сферолиты", очевидно, уже не могут рассматриваться как минеральные индивиды, а являются малыми минеральными телами сложного генезиса. От них имеется прямой переход к аксиалитам, когда ядро такого тела оказывается не шарообразным, а вытянутым в одном направлении, и, наконец, к кокардам - малым минеральным телам с ядром неправильной формы.

Учитывая сказанное, для обозначения шарообразных минеральных тел с оболочкой радиально-лучистой структуры и мелкозернистым или иной структурой сферическим ядром целесообразно ввести самостоятельное название, отражающее особенности их строения и генезиса. В качестве такового нами предлагается термин "ядросферолит". Превосходные ядросферолиты вивианита известны на Керченском железорудном месторождении (рис. 9), в которых ядро сложено мелкозернистым агрегатом раннего вивианита, а корка радиально-лучистого строения - пластинчатыми субиндивидами более позднего вивианита.

Сферолиты, сферокристаллы, сфероидолиты и ядросферолиты могут возникать в самых различных геологических условиях, встречаться в самых различных горных породах. Так, сферолиты, обычно полиминеральные, известные под названием вариолитов или овоидов¹, типичны для некоторых интрузив-

¹ Понятия вариолитов и овоидов шире и включают в себя округлые малые минеральные тела не только радиально-лучистого, но также мелкозернистого и зонально-концентрического строения; по существу, они отвечают конкрециям, образующимся в интрузивных или эффузивных породах.

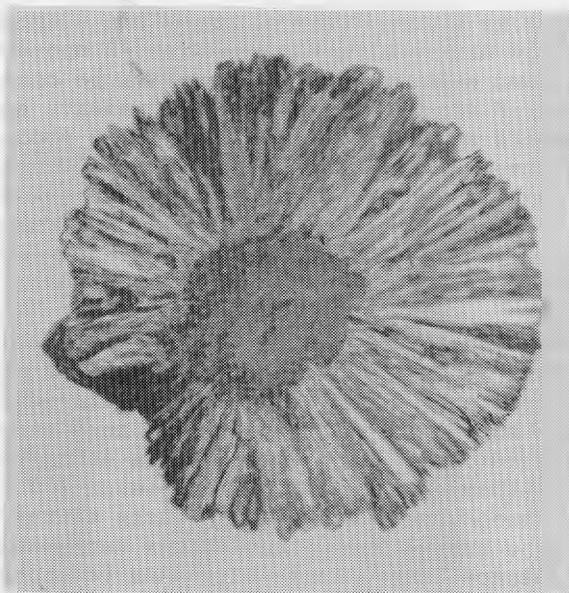


Рис. 9. Ядросферолит вивианита с ядром из мелкозернистого раннего вивианита и радиально-лучистой коркой более позднего по времени образования вивианита. Керченское железорудное месторождение. Натур.вел.

ных пород, например диоритов (так называемых корсикитов), гранитов, вулканитов, например раскристаллизованных вулканических стекол. Они же образуются при метасоматических процессах в некоторых скарнах (волластонитовые, геденбергитовые, волластонит-геденбергитовые и другие сферолиты, сфероидолиты и ядросферолиты Дальнегорских скарнов в Приморском крае), других метасоматитов (сфероидолиты тодорокита в гидротермально измененных вулканитах Кубы). Сферокристаллы (стильбита, пренита, карбонатов), сферолиты (многие цеолиты и другие минералы) характерны для гидротермальных образований. Сферолиты, сфероидолиты, сферокристаллы ряда минералов известны в корях выветривания и зонах окисления (вавеллит, малахит и др.). Широко они распространены и в ряде осадочных пород, особенно в глинах, мергелях, эвапоритах. Сферолиты, сферокристаллы, сфероидолиты и ядросферолиты осадочных пород обычно относят к конкрециям. С последними они имеют то общее, что возникают в результате собирательной кристаллизации (сегрегации) из малых компонентов вмещающих пород. В то же время термин "конкреция" объединяет не только малые минеральные тела радиально-лучистой структуры, но также мелкозернистые (конкреции сидеритовые, глинисто-карбонатные и др.) вплоть до скрытокристаллических (конкреции кремня).

Таким образом, понятие "конкреция" является более широким и включает в себя сферолиты, сферокристаллы, сфероидолиты и ядросферолиты осадочных пород (сферолиты пирита, марказита в углях, гипса в ангидрите или глине), сфероидолиты арагонита в глине, сферокристаллы пирита в угле, ядросферолитовые конкреции многих минералов. Некоторые сферолиты осадочных пород и зон окисления, имеющие не только радиально-лучистую структуру, но и зонально-концентрическое (скорлуповатое) строение, называют иногда оолитами, хотя этот термин шире и включает не только малые минеральные тела ра-

диально-лучистой структуры, но и мелкозернистые малые минеральные тела (оолиты карбонатные, марганцовые, глинистые и др.). При этом сферолиты могут возникать при кристаллизации в открытом пространстве из сред с низкой и высокой вязкостью и даже в твердых средах. В отличие от них основная масса сферокристаллов образуется в открытом пространстве и из сред с низкой вязкостью (сферокристаллы кальцита, доломита, сидерита, пренита и др.). В меньшей мере они характерны для метасоматитов и метаморфических пород (сферокристаллы пирита в каменных углях). Для сфероидитов и сфероидолитов характерна также кристаллизация из пленочных растворов (пещерный кальцит кластеритов кораллоидов, морозные узоры на стекле); реже сфероидолиты возникают при кристаллизации в открытом пространстве (некоторые бариты Керченского месторождения).

Таким образом, среди сферических минеральных индивидов с радиально-лучистой структурой, состоящих из субиндивидов, иногда очень тонких, неразличимых даже под микроскопом, следует выделять:

Сферолиты - близкие к сферическим минеральные индивиды радиально-лучистой структуры, сложенные волокнистыми (иногда очень тонкими вплоть до молекулярных), игольчатыми, столбчатыми или пластинчатыми кристаллическими субиндивидами, образовавшиеся в результате кристаллизации расщепленной затравки. Наряду с ними известны сферолитовые пучки (открытые сферолиты), состоящие из субиндивидов, разделенных промежутками, и плоские диско-сферолиты.

Сферокристаллы - близкие к шаровидным минеральные индивиды, представляющие последние стадии объемного расщепления кристаллов. Структура взаимного расположения субиндивидов в них определяется симметрией расщепляющегося кристалла, направлением и законами расщепления. Для сферокристаллов характерна сферичность их кристаллической решетки и, как следствие, распространение некоторых их свойств, в частности плоскостей спайности по шаровой поверхности.

Сфероидолиты - сферические и грушевидные индивиды, субиндивиды которых изогнуты, причем степень изогнутости увеличивается по мере их роста.

Сферолиты, сферокристаллы и сфероидолиты характеризуются тем, что возникают в результате одноактного процесса образования, причем сферолитам и сферокристаллам свойственна шаровая симметрия питающей среды, а сфероидолитам - конусная.

Ядросферолиты - сферические или близкие к сферическим малые минеральные тела, состоящие из зернистого моно- или полиминерального ядра и оболочки радиально-лучистой структуры. Их принципиальной особенностью является образование в результате не одного, а нескольких ступеней (стадий) процесса (или двух разных процессов), последовательно сменявших друг друга.

Литература

1. Геологический словарь. Изд. 2-е. М.: Недра, 1978. Т. 2. 456 с.
2. Годовиков А.А. О кальците из карьера у дер. Амерово Московской области // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1961. Вып. 12. С. 177-181.
3. Годовиков А.А., Рипинен О.И., Моторин С.Г. Агаты. М.: Недра, 1987. 368 с.
4. Григорьев Д.П. Онтогенез минералов. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1961. 284 с.

5. Дымков Ю.М. Минеральные индивиды и минеральные агрегаты // Генезис минеральных индивидов и агрегатов. М.: Наука, 1966. С. 72-76.
6. Дымков Ю.М. Природа урановой смоляной руды. М.: Атомиздат, 1973. 238 с.
7. Дымков Ю.М. Индивиды сферолитовых минеральных агрегатов // Текстуры и структуры урановых руд эндогенных месторождений. М.: Атомиздат. 1977. С. 9-17.
8. Дымков Ю.М. Парагенезис минералов ураноносных жил. М.: Недра. 1985. 208 с.
9. Левинсон-Лессинг Ю.Ф., Струве Э.А. Петрографический словарь. Л.; М.: ОНТИ, 1937. 416 с.
10. Муравски Г. Толковый словарь немецких геологических терминов. М.: Мир, 1980. 374 с.
11. Петрографический словарь. М.: Недра, 1981. 496 с.
12. Словарь по геологии нефти. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1952. 532 с.
13. Соколова Е.А., Степанов В.И., Брито А., Коутин Д.П. Текстуры и структура стратиморфных тодорокитовых марганцевых руд формации Элькобре (Куба) // Геология руд. месторождений. 1971. № 1. С. 76-87
14. Толковый словарь английских геологических терминов. М.: Мир, 1979. Т. 3. 543 с.
15. Томкеев С.И. Петрологический англо-русский толковый словарь. М.: Мир, 1986. Т. 2. 284 с.
16. Шубников А.В., Флинт Е.Е., Бокий Г.Б. Основы кристаллографии М.;Л.: Изд-во АН СССР, 1940. 486 с.
17. Keith H.D., Padden F.J. A phenomenological theory of spherulitic crystallization // J. Appl. Physics. 1963. Vol.34. P. 2409-2421.

УДК 549.0

А.А.Евсеев

ГЕОГРАФИЯ ОБРАЗЦОВ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ
ИМ. А.Е.ФЕРСМАНА АН СССР

Крупные музеи сформировались и пополняются главным образом как систематические коллекции по минеральным видам и разновидностям. Однако число местонахождений, представленных в собрании Минералогического музея им. А.Е.Ферсмана АН СССР (более 10 тыс.), в несколько раз превышает число видов (1754)¹, в справочнике Э.С.Дана "Описательная минералогия" [1] упоминается около 5000 местонахождений примерно до 3000 минералов и разновидностей.

В статье анализируется распределение образцов Минералогического музея им. А.Е.Ферсмана АН СССР (ММ АН СССР) и Государственного Геологи-

¹ Данные В.И.Степанова (на октябрь 1986 г.)

Таблица I

Крупнейшие коллекции^I по местонахождениям минералов в собрании
ММ АН СССР и ГГМ

Количество образцов		Местонахождение	Количество образцов		Местонахождение
ММ АН СССР	ГГМ		ММ АН СССР	ГГМ	
476	233	Адун-Чилон	1434	174	Чупино-Лоухский р-н
871	68	Алабашка	927	54	Юкспор
664	141	Асбест	1449	280	Калбинский хребет
602	200	Ахматовская копь	340	278	Андреасберг
398	238	Ахтарагда	559	213	Арендаль
1419	680	Березовский рудник	106	125	Банска-Штьявница
797	295	Вишневые горы	306	629	Везувий
315	237	Гумешевский рудник	717	(3)	Горихо
2200	278	Дальнегорск	258	-	Дзун-Баин
412	216	Дашкесан	126	105	Бур д'Уазан
570	78	Джезказган	64	104	Оберштейн
243	280	Джида	142	123	Павгас
449	207	Змеиногорский рудник	223	73	Прошибрам
1000	243	Изумрудные копи	142	12	Рио Марина
4026	1506	Ильменские горы	275	200	Сен-Готард
1085	91	Кукисвумчорр	130	108	Фассаталь+Монцони
553	194	Липовка	269	118	Франклин+Стерлинг
1564	200	Ловозерский массив			Хилл
2786	740	Мурзинка	377	417	Фрайберг
748	770	Слюдянка	189	129	Циновец
349	570	Турьинские рудники	339	8	Цумеб
4650	530	Хибинский массив	158	170	Шнеберг

^I Выборка: для местонаждений СССР >500 обр. (ММ АН СССР) и >200 обр. (ГГМ); для зарубежных >200 и >100 обр. соответственно.

Примечание. Здесь и далее рассматриваются образцы минералов, собранные более чем за 200 лет.

ческого музея им. В.И.Вернадского (ГГМ)² по местонахождениям и регионам. Под "коллекцией" местонахождения, региона подразумевается вся совокупность образцов в собрании музея с данного местонахождения, региона независимо от места их хранения или экспонирования. Данные приводятся по картотекам минералов и местонаждений музеев (для ММ АН СССР на 16.10.1986 г. до инв. № 84540, для ГГМ на 01.01.1981 г.).

Главные местонахождения по числу образцов в собрании ММ АН СССР при-

² Быв. минералогический музей Московского университета (с 1755 г.), а затем Московского геологоразведочного института (с 1930 г.).

Таблица 2

Местонахождения минералов^I Европейской части СССР в собрании
ММ АН СССР и ГГМ

Количество образцов		Местонахождение	Главные минералы в собрании ММ АН СССР (в скобках - количество образцов)
ММ АН СССР	ГГМ		
293	96	Володарск-Волынское пегматитовое поле, Украина	Берилл (96), топаз (96)
121	115	Воронья тундры	
261	9	Ущелье Гакмана (Хибины)	Юкспорит (53), ловчоррит (22)
270	>159	Карадаг, Крым	Стильбит (34), халцедон (25)
341	63	Карнасурт, Ловозеро	Эпидидимит (37), натролит (24)
337	88	Керченское месторождение	Вивианит (84), анапаит (38)
1085	76	Кукисвумчорр, Хибины	Титанит (102), апатит (88)
165	109	Курцы, Крым	Палыгорскит (31), уэльсит (17)
169	190	Кривой Рог	Гематит (32), родусит (25)
1564	171	Ловозерский массив	Рамзаит (192), эвдиалит (93)
339	10	Маннепахк, Хибины	Лопарит (109), нептунит (39)
374	255	Нагольный кряж, Донбасс	Кварц (70), буланжерит (35)
115	113	Никитовка, Донбасс	Киноварь (74), антимонит (31)
336	109	Питкяранта, Приладожье	Андрадит (31), шеелит (12)
214	14	Поачвумчорр, Хибины	Натролит (39), флюорит (29)
19	96	Русавкино, Подмосковье	Кальцит (8), кварц (4)
274	24	Тахтарвумчорр, Хибины	Молибденит (47), ринколит (34)
4650	502	Хибинский массив	Эвдиалит (333), натролит (276)
1216	171	Чупино-Лоухский р-н	Циртолит (133), апатит (100)
927	91	Юкспор, Хибины	Натролит (78), титанит (73)
299	42	Ковдор	Магнетит (41), тетраферрифлогопит (40)

^I Выборка: местонахождения с числом образцов >200 (ММ АН СССР) и >100 (ГГМ).

Таблица 3

Местонахождения минералов^I Урала в собрании ММ АН СССР и ГГМ

Количество образцов		Местонахождение	Главные минералы в собрании ММ АН СССР (в скобках - количество образцов)
ММ АН СССР	ГГМ		
664	141	Асбестовые копи	Хризотил-асбест (182)
282	14	Адуй	Берилл (71), кварц (92)
602	209	Ахматовская копь	Везувиан (102), диопсид (94)
112	137	Бакал	Гётит (29), сидерит (15)
1419	613	Березовский рудник	Золото (189), крокоит (150)
871	88	Алабашка	Кварц (159), топаз (122)
119	180	Богословский рудник	Медь (48), малахит (18)
230	50	Боевка	Флюорит (36), шеелит (26)
797	293	Вишневые горы	Циркон (155), пироксенол (83)
208	110	гора Высокая	Магнетит (41), андрадит (23)
315	237	Гумешевский рудник	Куприт (147), малахит (97)
297	23	Еремеевская копь	Клинохлор (64), перовскит (52)
13	182	Журавлинский рудник	Каолинит (4), галлуазит (3)
1000	240	Изумрудные копи	Берилл (363), хризоберилл (204)
4028	1423	Ильменские горы	Циркон (430), топаз (176)
553	194	Липовка	Лепидолит (103), рубеллит (>85)
388	169	Меднорудянский рудник	Малахит (102), куприт (46)
2786	740	Мурзинка	Кварц (565), турмалин (551)
253	54	Николае-Максимилиановская копь	Валуевит (53), шпинель (38)
349	570	Турьинские рудники	Медь (104), халькозин (37)
214	89	Шабры	Гематит (101), тальк (35)
428	134	Шишимские горы	Лейхтенбергит (174), Тальк-апатит (39)

^I Выборка: местонахождения с числом образцов >200 (ММ АН СССР) и >100 (ГГМ).

ведены в табл. I, отдельно по крупным регионам СССР - в табл. 2-5. Ошибка при подсчетах из-за плохой привязки образцов, вариантов в названиях минералов и местонахождений, пробелах в картотеке и т.д. может составлять несколько процентов, но важен порядок цифр. Выделяются размерами коллекции по Ильменским горам (более 4000 образцов!), Мурзинке, Хибинскому массиву, Дальнегорскому и Березовскому месторождениям, а из зарубежных - по пегматитам Горихо (Монголия). Характерна "сверхконцентра-

Таблица 4

Местонахождения минералов I Казахстана и Средней Азии в собрании ММ АН СССР и ГГМ

Количество образцов		Местонахождение	Главные минералы в собрании ММ АН СССР (в скобках - количество образцов)
ММ АН СССР	ГГМ		
430	50	Ак-Кезень	
251	191	Акчатау	Пирит (38), вольфрамит (38)
210	21	Бектау-ата	Кварц (45), альбит (31)
193	26	Гульшад	Гемиморфит (26), адамин (23)
570	78	Джезказган	Куприт (88), азурит (74)
443	154	Индер	Гидроборацит (74), иниоит (69)
1449	280	Калбинский хребет	
94	96	Кансай	Галенит (21), сфалерит (19)
347	64	Кара-Оба	Козалит (39), вольфрамит (38)
476	16	Кент	Флюорит (104), микроклин (60)
209	30	Коунрад	Малахит (26), азурит (21)
26	124	Кули-Колон	Флюорит (20), барит (4)
192	15	Кухилал	Шпинель (41), клиногумит (30)
249	39	Кызыл-Эспе	Вульфенит (31), церуссит (28)
321	72	Кырк-Булак	Берилл (82), турмалин (32)
80	141	Лянгар, Узбекистан	Шеелит (20), повеллит (18)
235	49	Саяк	Андрадит (36), халькопирит (25)
97	141	Сулейман-Сай	Ванадинит (41), вульфенит (12)
77	196	Тюя-Муюн	Барит (54), кальцит (16)
100	88	Устарасай+Брич-Мулла	Висмутин (23), скородит (14)
425	171	Хайдаркан	Кальцит (123), киноварь (67)
75	95	Чорух-Дайрон	Шеелит (35), хризоколла (11)
346	29	Шор-Су	Сера (272), целестин (19)

I Выборка: местонахождения с числом образцов >200 (ММ АН СССР) и >100 (ГГМ).

ция" образцов в главных местонахождениях, большинство остальных представлено единичными образцами.

Сравнение собраний различных музеев, с одной стороны, обнаруживает диспропорции в представительности ряда известных местонахождений, пробелы по важным находкам минералов, в частности, для западного полушария (табл. 6), с другой - сходное распределение образцов по минералам для крупнейших коллекций по Уралу, Рудным (табл. 7, 8), Ильменским горам, Хибинскому и Ловозерскому массивам, Дальнегорскому месторождению, Везувию (табл. 9-13) и др., что отражает минералогическую специализацию региона или местонахождения на коллекционном материале. Например, специфическими минералами Хибинского массива (см. табл. 9, 10) являются астрофиллит, мозандрит ("ловчоррит", "ринколит"), ферсманит, юкспорит, ваде-

Таблица 5

Местонахождения минералов^I Сибири в собрании ММ АН СССР и ГГМ

Количество образцов		Местонахождение	Главные минералы в собрании ММ АН СССР (в скобках - количество образцов)
ММ АН СССР	ГГМ		
449	233	Адун-Чилон	Берилл (145), топаз (100)
398	238	р. Ахтарагда, Якутия	Гроссуляр (159), вилуит (125)
146	20	Ботокольское м-ние	Графит (82), канкринит (9)
87	159	Белуха, Восточное Забайкалье	Вольфрамит (34), молибденит (19)
131	213	Букука, Восточное Забайкалье	Вольфрамит (45), висмутин (20)
222	25	Дарасун, Забайкалье	Арсенопирит (52), галенит (31)
2200	272	Дальнегорск, Приморье	Кальцит (486), галенит (190)
243	276	Джида, Бурятия	Родохрозит (42), гюбнерит (40)
199	-	Енашимо	Турмалин (31), амблигонит (25)
409	99	Завитая, Забайкалье	Петалит (62), турмалин (56)
449	207	Змеиногорский рудник	Серебро (175), золото (80)
103	37	Инагли, Алдан	Хромдиопсид (26), батисит (15)
114	76	Иультин, Чукотка	Касситерит (72), вольфрамит (16)
134	68	Калангуй, Забайкалье	Пирит (73), Флюорит (48)
184	34	Кличка, Восточное Забайкалье	Кальцит (50), флюорит (45)
163	51	Савватеево, Забайкалье	Турмалин (47), воробьевит (21)
748	766	Слюдянка, Прибайкалье	Диопсид (191), апатит (136)
223	15	Талнахское месторождение	Кубанит (25), талнахит (18)
181	34	Димптонское "	Диопсид (60), флогопит (20)
136	4	Урульга, Забайкалье	Топаз (74), берилл (38)
312	98	Хову-Аксы, Тува	Скуттерудит (58), саффорит (42)
316	82	Шерловая Гора	Берилл (>65), вольфрамит (37)
155	74	Эмельджак, Алдан	Шпинель (37), диопсид (25)
496	200	р. Нижняя Тунгуска (бассейн)	Кальцит (99), стильбит (51)

^I Выборка: местонахождения с числом образцов >150 (ММ АН СССР) и >100 (ГГМ).

ит, дельхайелит, лепидомелан и др., Ловозерского массива - уссингит, белянкинит, нарсарсуцит, стенструпин. Характерно отсутствие в музейных собраниях образцов нефелина из Ловозерского массива (см. табл. 9).

Сопоставляя коллекционный "вес" местонахождений, необходимо учитывать их размеры, так как они могут отличаться на два-три порядка. Часто названия локальных источников образцов заменяются на географические (вместо названия копи - "Ильменские горы", карьера - "Хибинский массив", шахты - "Нагольный кряж" и т.п.). Редко привязка находок полностью отвечает ос-

Таблица 6

Местонахождения минералов^I западного полушария в собрании ММ АН СССР, ГГМ и Горного музея ЛГИ [5]

Количество образцов			Местонахождение
ММ АН СССР	ГГМ	ЛГИ	
12	2	6	Амити, Ориндж, Нью-Йорк, США
8	2	3	Антонью Перейра, Ору Прету, Минас-Жерайс, Бразилия
8	9	1	Атакама, Чили
21	34	29	Берген Хилл, округ Хадсон, Нью-Джерси
18	6	3	Бисби, округ Кочис, Аризона, США
9	7	7	Болео, Нижняя Калифорния, Мексика
7	7	12	Болтон, округ Вустер, Массачусетс, США
5	4	4	оз. Боракс, округ Лейк, Калифорния, США
23	4	3	Бристоль, округ Хартфорд, Коннектикут, США
5	5	2	Бьютт, округ Силвер-Боу, Монтана, США
31	3	9	Вилла Рика, Ору Прету, Минас-Жерайс, Бразилия
48	14	3	оз. Верхнее, США
6	8	6	Вудс Майн, Техас, округ Ланкастер, Пенсильвания, США
25	11	29	Грейвс Маунтин, округ Линкольн, Джорджия, США
17	26	7	Гуанахуато, Мексика
9	13	22	Гавернур, округ Сент-Лоренс, Нью-Йорк, США
7	1	18	Диамантина, Минас-Жерайс, Бразилия
9	14	13	Диана, округ Льюис, Нью-Йорк, США
40	12	3	Джоплин Майн, округ Джаспер, Миссури, США
143	29	29	Ивигтут, Южная Гренландия
1	8	3	Икике, Тарапака, Чили
10	5	1	Йеллоустонский национальный парк, Вайоминг, США
36	7	23	Кангердлуарссук, Южная Гренландия
2	1	25	Кивино Пойнт, округ Кивино, оз. Верхнее, Мичиган, США
20	6	1	Кобальт, Онтарио, Канада
9	3	3	Кокимбо, Чили
9	2	2	Корокоро, Боливия
12	10	16	Лабрадор (вероятно, о-в Св.Павла), Канада
8	5	3	Ланкастер, Массачусетс
42	32	18	Магнет Коув, округ Хот Спрингс, Арканзас, США
2	10	1	Маунт Майка, Хеброн, округ Оксфорд, Мэн, США
10	3	5	Монро, Фэрфилд, Коннектикут, США
28	16	7	Монро, округ Ориндж, Нью-Йорк, США
11	8	3	Монтгомери, округ Арканзас, США

^I Выборка: местонахождения, представленные в трех музеях, с общим числом образцов > 10.

Таблица 6 (окончание)

Количество образцов			Местонахождение
ММ АН СССР	ГГМ	ЛГИ	
14	2	5	Музо, Колумбия
32	6	13	Нарсарук (=Нарссарсуак), Южная Гренландия
6	4	1	Науякасик, Южная Гренландия
11	6	2	Оруро, Боливия
30	7	15	Лайкс Пик, округ Эль-Пасо, Колорадо, США
23	10	6	Пала, округ Сан-Диего, Калифорния, США
31	10	2	Патерсон, округ Пассаик, Нью-Джерси, США
4	7	2	Перт, округ Ланарк, Онтарио, Канада
16	7	9	Пьеррепонт, округ Сент-Лоренс, Нью-Йорк, США
3	6	3	Рассел, округ Сент-Лоренс, Нью-Йорк, США
5	4	2	Ред Клауд Майн, округ Ла-Пас, Аризона, США
27	8	2	Ренфру, Онтарио, Канада
1	2	16	Россай, округ Сент-Лоренс, Нью-Йорк, США
14	3	2	Садбери, Онтарио, Канада
25	3	4	округ Сан-Бенито, Калифорния, США
7	3	9	Сан-Мигел ди Пирасикаба, Минас-Жерайс, Бразилия
7	2	3	Силвертон, округ Сан-Хуан, Колорадо, США
77	13	39	Стерлинг Хилл, округ Сассекс, Нью-Джерси, США
5	3	3	Тарапака, Чили
9	8	3	Тилли Фостер, округ Патнам, Нью-Йорк, США
2	2	8	Томас Рейндж, округ Джуаб, Юта, США
27	6	14	Уорик (=Варвик), округ Ориндж, Нью-Йорк, США
192	143	43	Франклин, округ Сассекс, Нью-Джерси, США
28	15	8	Хаддам, округ Миддлсекс, Коннектикут, США
9	10	15	Хобокен, округ Хадсон, Нью-Джерси, США
11	11	2	округ Хоутон, Мичиган, США
10	7	12	Чаньярсильо, Чили
6	6	13	Честер, округ Хампден, Массачусетс, США
17	5	8	Честерфилд, округ Хампшир, Массачусетс, США
15	5	1	Чукикамата, Чили
6	4	8	Эденвилл, округ Ориндж, Нью-Йорк, США

новным требованиям - давать возможность повторного сбора материала, указывать на геологическую позицию.

Вопросы правильности названий и привязки местонахождений минералов постоянно возникают, но также и решаются при составлении справочных карт проявлений минералов. Более ста листов справочных карт-схем М I: I 000 000 - I:3 000 000 по зарубежным странам и регионам СССР было составлено автором для собрания ГГМ [2], а в настоящее время составляются для собрания ММ АН СССР. В виде таблиц-приложений к картам указаны минералы, местонахождения региона и распределение образцов между ни-

Таблица 7

Минералы^I Урала в собрании ММ АН СССР, ГГМ и Горного музея ЛГИ [5]

Количество образцов			Минерал	Количество образцов			Минерал
ММ АН СССР	ГГМ	ЛГИ		ММ АН СССР	ГГМ	ЛГИ	
278	104	18	Альбит	297	300	100	Малахит
45	106	10	Альмандин	263	190	76	Медь
160	19	39	Александрит	291	129	12	Ортоклаз
146	29	32	Амазонит	263	72	58	Перовскит
203	126	36	Аметист	343	240	12	Пирит
276	41	13	Андрадит	183	100	11	Пироморфит
368	82	59	Апатит	225	99	13	Пирохлор
426	233	149	Берилл	183	63	33	Рутил
217	66	45	Везувиан	197	21	49	Рубеллит
280	123	29	Гематит	228	127	26	Серпентин
189	57	51	Диопсид	349	103	69	Титанит
435	107	36	Золото	543	93	195	Топаз
238	16	105	Изумруд	377	176	53	Турмалин
214	87	47	Ильменит	207	103	?	Хризотил-асбест
379	102	33	Кальцит	201	108	20	Хромит
1235	439	52	Кварц	611	173	67	Ширкон
195	50	78	Клинохлор	373	82	50	Эпидот
438	154	74	Корунд	128	57	32	Эшинит
171	72	40	Крокоит	58	15	26	Валуевит
227	196	58	Куприт	49	19	50	Платина
184	33	30	Лейхтенбергит	1	3	48	Плеонаст
367	203	60	Лимонит	29	26	22	Фольбортит
514	238	65	Магнетит	47	29	26	Халькозин

^I Выборка: минералы с числом образцов >200 (ММ АН СССР); >100 (ГГМ); >20 (ЛГИ).

ми. Из-за неточной привязки значительную часть находок вынести на карты не удастся (на них приходится 10-50% образцов). Существуют многочисленные варианты названий местонахождений: Иона - Ена, Кухилал - Куги-Ляля, Гелливар - Еливаре, Дургам - Дарем, Эйслебен - Айслебен, Жакупиранга - Якупиранга, Ишинокава - Итинокава и т.д. Названия минерала и местонахождения, по которому он его получил, могут транскрибироваться по-разному: спессартин - Шпессарт, варвикит - Уорик, овихиит - Овайхи, ялпаит - Хальпа и т.п. В каждом регионе обнаруживаются одноименные местонахождения, географические названия: в США, Честер - четыре раза (только в собрании ММ АН СССР), Монро - три раза, округ Кларк - 17 раз; на Урале, дер. Мостовая, - 10 раз, Ключевской, Ольховский рудники - по несколько раз и т.д. Наконец, ряд местонахождений, населенных пунктов переименовывались: Тетюхе - в Дальнегорск, Шемниц - в Банска-Штьявница, Паргас - в Парайнен и др. (табл.14).

Таблица 8

Минералы^I Рудных гор в собрании ММ АН СССР, ГГМ и Горного музея ЛГИ
[5]

Количество образцов						Всего	Минерал
Саксония			Чехия				
ММ АН СССР	ГГМ	ЛГИ	ММ АН СССР	ГГМ	ЛГИ		
-	I	-	24	19	5	49	Авгит
23	3	I	4	2	6	39	Агат
47	40	8	21	21	12	149	Апатит
I	2	-	13	18	7	41	Апофиллит
7	13	I	60	68	35	184	Арагонит
78	36	20	8	I	3	146	Аргентит
31	39	19	4	I	2	96	Арсенопирит
41	81	17	7	17	18	181	Барит
18	12	8	13	I	8	60	Вавеллит
40	37	12	6	2	-	97	Висмут
12	14	-	63	28	14	131	Вольфрамит
34	43	10	3	5	I	96	Галенит
41	63	17	13	7	-	141	Гематит
9	29	11	3	4	2	58	Доломит
48	138	47	34	26	24	314	Кальцит
23	35	9	101	56	32	256	Касситерит
35	50	5	17	33	2	142	Кварц
16	11	2	2	9	4	44	Лимонит
11	16	2	10	3	I	43	Мышьяк
2	3	-	30	24	17	76	Натролит
I	9	12	29	25	4	80	Ортоклаз
35	27	8	10	3	11	94	Пираргирит
11	35	3	I	2	3	55	Пирит
7	7	I	12	13	3	43	Пироп
33	32	11	I	4	-	81	Пироморфит
31	9	6	17	3	4	70	Прустит
-	3	-	20	17	12	52	Роговая обманка
61	34	12	2	4	9	122	Серебро
5	19	7	I	8	-	40	Серпентин
21	30	16	-	I	I	69	Смальтин (=скуттерудит)
15	10	11	5	I	I	43	Стефанит
16	25	4	8	7	2	62	Сфалерит
56	51	12	9	6	-	134	Топаз (+пикнит)
18	14	11	5	3	-	51	Торбернит
9	11	5	25	16	2	68	Уранинит
48	70	24	10	22	4	178	Флюорит
8	9	-	27	35	5	84	Циннвальдит
14	44	10	-	I	I	70	Эритрин
-	-	-	36	17	11	64	Шабазит
26	23	3	10	13	-	75	Яшма
16	5	4	39	37	19	120	Шеелит

^I Выборка: минералы с числом образцов >10 в собрании хотя бы одного из музеев.

Таблица 9

Минералы^I Хибинского и Ловозерского массивов в собрании ММ АН СССР, ГГМ и геологического музея Геологического института Кольского филиала АН СССР (КолФАН)

Количество образцов из Хибинского массива				Минерал	Количество образцов из Ловозерского массива			
ММ АН СССР	ГГМ	КолФАН ²	всего		всего	ММ АН СССР	ГГМ	КолФАН ²
219	47	86	342	Апатит	54	33	2	19
264	33	27	324	Астрофиллит	3	1	-	2
131	3	11	143	Ильменит	14	8	1	5
94	24	38	156	Лампрофиллит	>81	>65	4	12
156	24	13	193	Ловчоррит	-	-	-	-
>188	14	10	212	Лопарит	>69	>28	7	34
91	13	4	108	Молибденит	5	4	-	1
>17	6	6	>29	Мурманит	138	91	15	32
>276	22	51	>349	Натролит	141	66	10	65
123	19	30	172	Нефелин	3	-	-	3
99	10	13	122	Рамзаит	233	192	18	23
156	8	-	164	Ринколит	3	-	-	3
>266	38	29	333	Титанит	24	5	-	19
-	-	-	-	Уссингит	114	52	6	56
94	5	7	106	Ферсманит	-	-	-	-
82	6	7	95	Циркон	48	34	8	6
333	54	111	498	Эвдиалит	173	98	11	69
192	52	137	381	Эгирин	78	40	4	34
118	13	14	145	Энигматит	10	4	1	5
82	4	5	91	Юкспорит	1	1	-	-

¹ Выборка: минералы с числом образцов >80 в собрании хотя бы одного из музеев.

² Здесь и в табл. 10 данные на 4.01.1984 г.

Обращает внимание сходство в распределении образцов по регионам (табл. 15) и местонахождениям (см. табл. 1-6) двух крупнейших музеев, коллекции которых формировались независимо на протяжении более двухсот лет.

Экспозиция ММ АН СССР (выставки "Систематика минералов", "Геохимия отдельных элементов"), с точки зрения географии образцов, является "слепком" с фондов (табл. 16).

Сводные схематические карты (рис. 1, 2, см. вкл.) показывают распределение образцов по площадям, ограниченным градусной сеткой с ячейкой 5 x 5°. Они позволяют наглядно оценить "вес" региональных коллекций, в том числе разных музеев, выявляют обширные пробелы, демонстрируют сходство структуры, в географическом аспекте, собраний крупнейших музеев. Сходное распределение имеют публикации по минералогии (рис. 3, см. вкл.),

Таблица 10

Минералы^I Хибинского и Ловозерского массивов в собрании ММ АН СССР, ГГМ и Геологического музея Геологического института Кольского филиала АН СССР

Количество образцов из Хибинского массива				Минерал	Количество образцов из Ловозерского массива			
ММ АН СССР	ГГМ	КолФАН	всего		всего	ММ АН СССР	ГГМ	КолФАН
40	4	23	67	Альбит	48	25	11	12
29	3	6	38	Анальцим	15	11	-	4
20	15	7	42	Арфведсонит	13	8	-	5
-	-	1?	1?	Белянкинит	29	21	4	4
27	2	3	32	Беталомоносовит	3	1	2	-
24	4	3	31	Биотит	3	2	-	1
23	5	6	34	Вадеит	-	-	-	-
12	4	17	33	Виллиомит	46	26	13	7
25	2	-	27	Галенит	9	2	-	7
24	5	26	55	Дельхайелит	-	-	-	-
24	2	5	31	Кальцит	-	-	-	-
66	2	10	78	Катаплеит	7	3	1	3
27	7	20	54	Лепидомелан	-	-	-	-
20	4	3	27	Ловозерит	35	20	2	13
21	3	7	31	Ломоносовит	48	25	6	17
36	3	22	61	Микроклин	12	5	-	7
-	-	-	-	Нарсарсукит	35	23	7	5
41	3	1	45	Нептунит	60	43	2	15
61	7	38	106	Пектолит	11	2	-	9
54	5	1	60	Пирротин	-	-	-	-
57	4	57	118	Полевой шпат	20	2	1	17
39	9	4	52	Содалит	30	20	-	10
-	-	-	-	Стенstrupин	64	36	8	20
39	2	3	44	Сфалерит	15	9	1	5
25	1	6	32	Титаномагнетит	1	-	-	1
21	1	8	30	Фенаксит	-	-	-	-
>63	4	6	>73	Флюорит	4	1	-	3
23	2	8	33	Шизолит (?)	23	12	3	8
26	2	-	28	"Элатолит"	44	44	-	-
6	-	4	10	Эпидидимит	59	51	2	6

^I Выборка: минералы с числом образцов >20, но <80 в собрании хотя бы одного из музеев.

Таблица I I

Минералы^I Ильменских гор в собрании ММ АН СССР, ГГМ и Горного музея ЛГИ [5 7

Количество образцов			Минерал	Количество образцов			Минерал
ММ АН СССР	ГГМ	ЛГИ		ММ АН СССР	ГГМ	ЛГИ	
52	19	3	Альбит	48	30	4	Молибденит
1	22	2	Альмандин	39	35	22	Монацит
146	28	28	Амазонит	113	33	19	Мусковит
113	38	10	Апатит	30	7	-	Натролит
98	28	16	Берилл	54	58	3	Нефелин
96	21	18	Биотит	78	22	11	Ортит (+уралортит)
25	15	2	Гельвин	139	69	13	Пирохлор
31	7	2	Гранат	57	14	-	Повеллит
40	39	6	Графит	80	28	5	Роговая обманка
152	69	42	Ильменит	86	59	10	Самарскит
102	25	2	Ильменорутит	22	2	1	Скаполит
28	3	-	Кальцит	47	-	3	Спессартин
86	43	5	Канкринит	162	55	15	Титанит
51	26	1	Кварц	176	41	65	Топаз
85	26	16	Колумбит	28	11	-	Турмалин
157	74	33	Корунд	47	16	21	Фенакит
70	37	2	Магнетит	20	9	4	Хиолит
137	22	7	Малакон	430	132	61	Циркон
29	-	1	Мартит	48	16	1	Чевкинит
152	56	-	Микроклин	119	53	32	Эшинит

^I Выборка: минералы с числом образцов >20 (ММ АН СССР, ГГМ) и >10 (ЛГИ).

Таблица I 2

Минералы^I Дальнегорского месторождения в собрании ММ АН СССР, ГГМ, Центрального Сибирского геологического музея СО АН СССР (ЦСГМ) [3 7

Количество образцов			Минерал	Количество образцов			Минерал
ММ АН СССР	ГГМ	ЦСГМ		ММ АН СССР	ГГМ	ЦСГМ	
39	5	2	Аксинит	486	70	26	Кальцит
26	-	3	Аметист	1	-	3	Манган-кальцит
43	-	2	Апофиллит	140	18	11	Кварц
28	7	3	Арсенопирит	1	4	5	Манган-геденбергит
26	-	-	Аурихальцит	16	4	-	Марказит
18	4	-	Волластонит	78	1	-	Пирротин
190	33	11	Галенит	21	2	2	Пирит
45	1	1	Гизингерит	48	2	2	Смитсонит
15	3	-	Гроссуляр	28	-	1	Стильбит
124	21	2	Данбурит	189	34	13	Сфалерит
128	32	5	Датолит	77	-	3	Флюорит
100	7	3	Ильваит	59	2	1	Халькопирит

^I Выборка: минералы с числом образцов >20 (ММ АН СССР) и >2 (ГГМ, ЦСГМ)

Таблица 13

Минералы Везувия в собрании ММ АН СССР, ГГМ, Горного музея ЛГИ [5], Народного музея (Прага)

Количество образцов				Минерал	Количество образцов				Минерал
фонды ¹			экспозиция ²		фонды ¹			экспозиция ²	
ММ АН СССР	ГГМ	ЛГИ			ММ АН СССР	ГГМ	ЛГИ		
14	16	9	2	Авгит	2	13	-	-	Магнетит
4	8	-	-	Анальцит	15	21	23	7	Мейонит
20	15	11	4	Анортит	2	8	-	1	Меланит
2	11	3	-	Арагонит	3	7	6	6	Мелилит
2	29	11	1	Биотит	4	16	13	2	Нашатырь
				(флогопит?)	14	24	20	5	Нефелин
1	10	2	1	Брейслакит	5	20	-	1	Оливин
				(ильваит)	3	6	2	3	Периклаз
36	44	25	8	Везувиан	-	8	4	1	Плеонаст
5	17	3	3	Волластонит	5	16	3	-	Роговая обманка
6	8	7	5	Гаюин					
17	23	4	3	Гематит	7	8	5	2	Санидин
12	20	5	6	Гумит	2	9	2	1	Сера
-	21	10	1	Гроссуляр	2	16	7	5	Содалит
5	8	14	4	Давин	3	5	2	3	Тенорит
-	10	-	-	Жисмондин	3	23	-	1	Томсонит
4	6	-	4	Котуннит	7	7	4	3	Форстерит
19	40	17	7	Лейцит	7	6	1	1	Ширкон
6	3	4	1	Магнезиоферрит	11	6	-	1	Шпинель

¹ Выборка: минералы с числом образцов >10 (суммарно) в фондах ММ АН СССР, ГГМ и Горного музея ЛГИ.

² ММ АН СССР, ГГМ, Народный музей (Прага).

они учитывались по реферативному журналу "Геология" за 1981-1985 гг. Концентрация образцов на четырех главных "площадях" выражена в очень высокой степени: на Кольский полуостров (западная часть), Средний и Южный Урал, Восточное Забайкалье приходится в собрании ММ АН СССР около 30 тыс. образцов, т.е. третья часть всего количества. В собрании ГГМ повышенный "вес" в сравнении с ММ АН СССР имеют Рудные горы. Наибольшее число публикаций приходится на Кольский полуостров (западная часть) и Центральную Европу (Австрия, Бавария, юго-западная часть Чехии). Почти 2/3 зарубежных образцов в собрании ММ АН СССР приходится на европейские местонахождения (18 тыс. из 28 тыс.), еще больше их доля - 3/4 - в собрании ГГМ (12 тыс. из 16 тыс.). При любых размерах рассматриваемого региона обнаруживается крайне неравномерное распределение образцов на площади, "вес" региона в коллекции определяют, как правило, отдельные наиболее известные местонахождения.

Таблица 14

Прежнее и современное названия местонахождений минералов, населенных пунктов, встречающиеся в литературе по геологии

Название			
прежнее	современное	прежнее	современное
Бахмут	Артемовск	Битаун (Битовн)	Оттава
Богословск	Краснотурьинск	Або	Турку
Богородск	Ногинск	Бреслау	Вроцлав
Берегшаш	Берегово	Джирдженти	Агридженто
Екатеринбург	Свердловск	Гельсингфорс	Хельсинки
Елизаветград	Кировоград	Граупен	Крупка
Каракуба	Раздольное	Коземиц	Скляры
Коктебель	Планерское	Карлсбад	Карлови-Вари
Курцы	Украинка	Либетен	Любьетова
Лихвин	Чекалин	Мариенберг	Марианска гора
Лесной	Умба	Нагиаг	Сэкэрымб
Луявр	Ловозеро	Платтен	Горни Блатна
Магнетитовое	Солонго	Паргас	Парайнен
Мангуш	Партизанское	Стригау	Стшегом
Обираловка	Железнодорожная	Смирна	Измир
Сороки	Беломорск	Урга	Улан-Батор
Сталиногорск	Новомосковск	Фельшебанья	Бая-Сприе
Станислав	Ивано-Франковск	Форт Лофин	Тауланару
Тетюхе	Дальнегорск	Циннвальд	Циновец
Троицкосавск	Кяхта	Шемниц	Банска-Штьявница
Умпьявр	Умбозеро	Шлаггенвальд	Горни-Славков
Унгвар	Ужгород	Штерцинг	Випитено
		округ Юма	округ Ла-Пас (Аризона)

В целом собрания крупнейших музеев, с точки зрения географии образцов, носят энциклопедический характер. Представительные коллекции по регионам в независимых собраниях имеют сходное, устойчивое во времени распределение образцов по минералам и местонахождениям. Распределение образцов совпадает в главных чертах с распределением публикаций и отражает степень минералогической изученности регионов.

Материалы по географии образцов использовались для формирования выставок в ГГМ "Минералы Урала", "Минералы Чехословакии", "Минералы Рудных гор", целенаправленного пополнения коллекции ГГМ по местонахождениям Норильского района, Северо-Востока СССР, выявления упорядоченности в расположении находок крупных кристаллов [4].

Таблица 15

Распределение образцов ММ АН СССР и ГГМ по регионам СССР и зарубежным странам

Количество образцов		Регион	Количество образцов		Страна
ММ АН СССР	ГГМ		ММ АН СССР	ГГМ	
7830	1265	Кольский полуостров	226	120	Исландия
2403	503	Карелия	1655	641	Норвегия
262	141	Север Европейской части СССР	651	411	Швеция
190	123	Прибалтика	483	495	Финляндия
749	459	Поволжье	1485	922	Великобритания
408	686	Подмосковье	896	640	Ирландия
273	529	Центр Европейской части СССР	1749	1545	Франция, Бельгия
2073	1610	Украина	291	157	Италия
1452	1058	Крым	797	635	Испания, Португалия
3690	2321	Кавказ	1291	1419	Швейцария
1050	692	Северный, Приполярный Урал, Тиман	4260	4285	Австрия
10801	4551	Средний Урал	2117	1366	ФРГ, ГДР
10999	3880	Южный Урал	554	300	Чехословакия
6725	3017	Казахстан	363	400?	Польша
1341	517	Узбекистан, Туркмения	751	431	Венгрия
4002	1244	Фергана (+Карамазар)	739	398	Румыния
1349	988	Таджикистан	564	214	Болгария, Греция, Югославия, Албания
542	151	Киргизия	2243	307	Турция, Иран, Афганистан, Индия, Шри-Ланка, Юго-Восточная Азия
1834	930	Алтай	342	218	Китай, Монголия
1991	491	Красноярский край (юг)	932	247	Япония, Корея
1036	470	Красноярский край (север)	2638	1042	Гренландия, Канада
2278	1409	Прибайкалье, Восточный Саян	332	137	США
5941	2411	Забайкалье	780	365	Мексика, Центральная Америка
3083	1155	Якутия	1603	230	Южная Америка
3169	564	Приморье	370	157	Африка
573	229	Северо-Восток СССР			Австралия, Новая Зеландия
290	47	Камчатка, Курильские острова			

Таблица 16

Распределение образцов из собрания ММ АН СССР по регионам СССР и зарубежным странам в экспозиции (выставки "Систематика минералов", "Геохимия отдельных элементов") и в фондах (систематическая коллекция)

Количество образцов		Регион, страна
экспозиция	фонды	
388	10233	Кольский полуостров, Карелия
67	1182	Европейская часть СССР (кроме Украины, Кавказа)
129	2073	Украина
168	5142	Крым, Кавказ
31	1050	Северный, Приполярный, Полярный Урал, Тиман
686	21800	Средний и Южный Урал
364	6725	Казахстан
304	7234	Средняя Азия
211	6103	Юг Западной и Средней Сибири
236	7332	Забайкалье, Алдан
85	1036	Север Красноярского края
72	1692	Якутия
116	3169	Приморье
26	573	Северо-Восток СССР
9	290	Камчатка, Курильские острова
244	2789	Норвегия, Швеция, Финляндия
95	1711	Великобритания, Ирландия, Исландия
93	1187	Испания, Португалия, Франция
329	4260	ФРГ, ГДР
146	2117	Чехословакия
165	2723	Польша, Австрия, Швейцария, Бельгия
134	1748	Италия
118	1853	Югославия, Греция, Болгария, Румыния, Венгрия
39	564	Турция, Иран, Афганистан, Индия, Шри-Ланка, Юго-Восточная Азия
28	1542	Монголия
41	702	Китай
45	342	Япония
56	337	Гренландия
60	595	Канада
424	2638	США
51	332	Мексика, Куба, Страны Центральной Америки
136	780	Южная Америка
210	1603	Африка
61	370	Австралия

Литература

1. Дана Э.С. Описательная минералогия. Л.; М.: ОНТИ, 1937. 423 с.
2. Евсеев А.А. Регионально-минералогические исследования и крупные музеи // Особенности обработки материалов при минералогическом картировании. М.: ИМГРЭ, 1985. С. 30-39.
3. Каталог минералогической коллекции Центрального сибирского геологического музея / Сост. В.И.Синяков, М.М.Федосеева. Новосибирск, 1978. 217 с.
4. Кац Я.Г., Евсеев А.А., Федоров А.Е. Зависимость размещения местонахождений минералов от гексагональной сетки линеаментов на Кольском полуострове // Изв. вузов. Геология и разведка. 1986. № 7. С. 24-28.
5. Купффер А.Э. Минералогическая коллекция Горного института. СПб., 1911. 575 с.

УДК 549.0

А.А.Евсеев

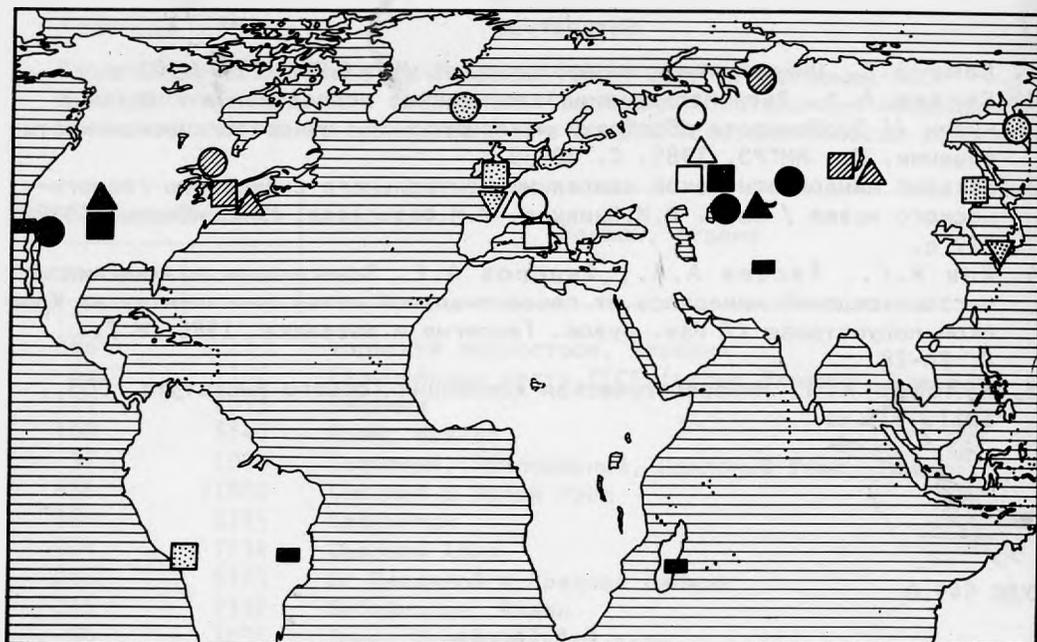
УПОРЯДОЧЕННОСТЬ В РАСПОЛОЖЕНИИ НАХОДОК КРУПНЫХ КРИСТАЛЛОВ

Большая часть традиционных минералогических образцов - это, по существу, крупнейшие для месторождения, региона кристаллы минералов. Любой регион, месторождение можно охарактеризовать находками крупных кристаллов, используя представительные коллекции музеев как своеобразный банк данных. В работе на основе географии образцов крупных музеев рассматриваются особенности размещения находок минералов, имеющих важное региональное значение. Значимость находки оценивалась по коллекционному и информационному "весу" - размерам кристаллов, количеству образцов в собраниях музеев и числу публикаций¹.

Собрания Минералогического музея им. А.Е.Ферсмана АН СССР (ММ АН СССР) и Государственного Геологического музея им. В.И.Вернадского АН СССР² и Министерства высшего и среднего специального образования РСФСР (ГГМ)² являются одними из крупнейших в мире (ММ АН СССР) и СССР (ГГМ), почти третью часть их фондов составляют образцы с зарубежных месторождений [2]. Из множества образцов в любой коллекции можно выделить крупные (уникальные) по размерам кристаллы, редкие виды и разновидности, специфические индивиды и агрегаты. Привлекает внимание то, что находки одинаковых, необычных по внешнему виду образцов повторяются в различных районах земного шара. Это зональные кристаллы турмалина (типа "арбузной корки") с клевеландитом, кварцем из пегматитов Кольского полуострова, а также Ломы, Бавария (инв. № 21988 ГГМ), Гошен, Массачусетс (инв. № 33909 ГГМ);

¹ Экономическое значение находки, возраст минерализации, вмещающие породы здесь не рассматриваются.

² Бывш. Минералогический музей Московского университета (с 1755 г.) и Московского геологоразведочного института (с 1930 г.).



■ 1 ● 2 ▲ 3 ■ 4 ▣ 5 ● 6 ▼ 7 □ 8 ○ 9 ▲ 10 ▨ 11 ▩ 12 ▲ 13

Рис. 1. Территориальные комплексы проявлений минералов

1 - кристаллы амазонита с присыпкой кристаллов фенакита; 2 - азурит в сростании с малахитом (полосчатые агрегаты); 3 - пирит (уникальные кристаллы); 4 - кунцит; 5 - касситерит ("деревянистое олово"); 6 - гейзерит; 7 - антимонит (уникальные кристаллы, друзы); 8 - гессонит с диопсидом (друзы); 9 - кварц (скрученные кристаллы); 10 - малахит по куприту (псевдоморфозы по октаэдрическим кристаллам); 11 - апатит с флогопитом; 12 - сперрилит; 13 - зльбаит

крупные кристаллы апатита с флогопитом в кальците со Слюдянки, Прибайкалье, и из Саут-Берджесс, Онтарио (инв. № 52287 ММ АН СССР); псевдоморфозы малахита по крупным кристаллам (октаэдрам) куприта из Гумешевского рудника, Средний Урал, и Шесси, Франция; друзы гроссуляра (гессонита) с клинохлором из Ахматовской копи, Южный Урал, и Ланцо, Пьемонт (инв. № 13216 ММ АН СССР); скрученные кристаллы кварца с Приполярного Урала и из Сен-Готарда, Швейцария; кристаллы амазонита, покрытые мелкими кристалликами фенакита из Ильменских гор, Южный Урал, и Флориссант, Колорадо; ритмически-полосчатые агрегаты малахита и азурита из Саяка (инв. № 76645 ММ АН СССР), Золотушинского рудника, Алтай, и Бисби, Аризона; кристаллы кунцита из пегматитов месторождения Кулам, Афганистан, и Пала, Калифорния; "солнца" рубеллита в тонкочешуйчатом лепидолите из пегматитов Восточного Казахстана, Пала, Калифорния, и Рожна, Моравия; гигантские кристаллы (кубы) пирита из Акчатау, Казахстан, и Клаймакс, Колорадо, и т.д.

Перечисленные находки и ряд других, с точки зрения географического положения, группируются в своеобразные территориальные комплексы (ассоциации) (рис. 1). Одинаковые комплексы повторяются на Урале и в Альпах (скрученный кварц, малахит по куприту, гроссуляра с клинохлором), в южной части Кордильер и Казахстане, Средней Азии с прилегающими районами

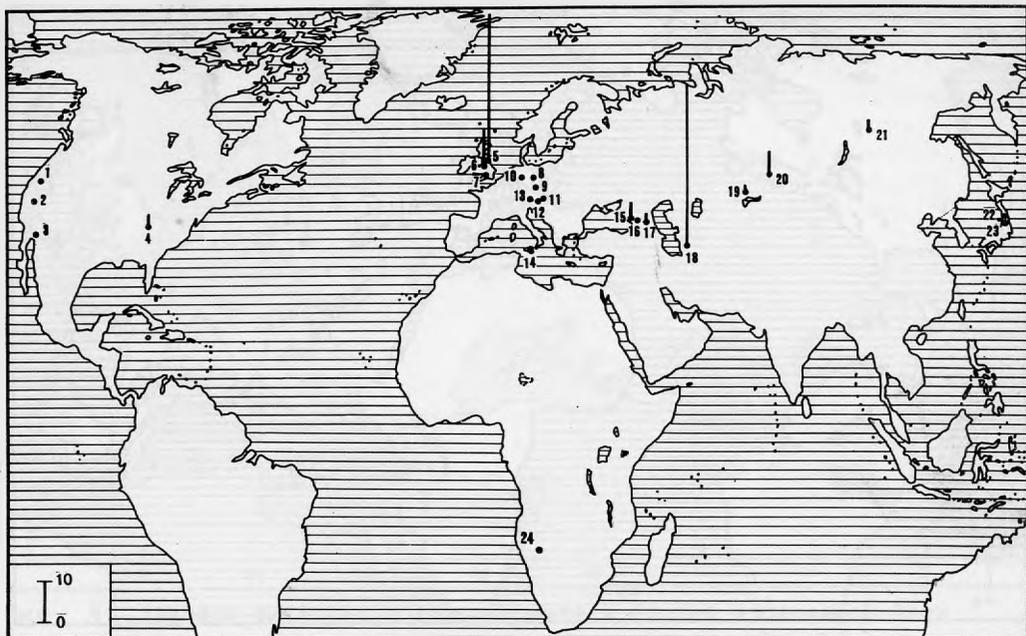


Рис. 2. Географический ареал находок витерита

I - Бигам Крик; 2 - Эль-Порталь; 3 - Кестл Дом; 4 - Кейв-ин-Рок, Розиклер, Элизабеттаун, Минерва Майн; 5 - Алстон Мур, Аркендейл, Дарем, Ушо Мур, Нью-Брансепет, Хексем, Сеттлингстоунз; 6 - Камберленд, Дафтон, Ланкашир, Англезарк; 7 - Бристоль; 8 - Фрайберг; 9 - Пршибрам; 10 - Клаусталь, Андреасберг; 11 - Нойберг; 12 - Пеггау; 13 - Леоганг; 14 - Сицилия; 15 - Джаланкол; 16 - Архыз; 17 - Бештау; 18 - Арпаклен, Кара-Калинский р-н; 19 - Акджал; 20 - Змеиногорский рудник; 21 - Мурун; 22 - Хассей Майн; 23 - Цубаки Майн; 24 - Цумеб

(фенакит на амазоните, малахит-азурит, кунцит, "солнца" рубеллита, гигантские кристаллы пирита), на западной и восточной окраинах Евразии (гейзерит, "девянистое олово", крупные кристаллы и друзы антимонита), в Минас-Жерайсе и на Урале (кварц с включениями пирита, рутила, крупные кристаллы гематита, крокоит, эвклаз и др.). Таким образом, находки крупных кристаллов различных минералов, в том числе тех, которые не встречаются совместно на одном месторождении, в одном парагенезисе могут сопровождать друг друга в масштабах региона, располагаясь поблизости и являясь как бы "спутниками". Это могут быть как пары минералов (точнее, их характерных проявлений), так и целые группы. Например, близлежащие находки кристаллов ильменита (И) и топаза (Т) известны на Южном Урале (оба в Ильменских горах и др.), в юго-восточной части Бразилии (И - Жакупиранга, Т - Ору-Прету), на Памире (И - Зор-Бурулюк, Т - гора Скаполитовая), Мадагаскаре - (И - Тунгафину, Т - Антандрукумби), в Южной Норвегии (И - Крагере, Т - Телемаркен), в северо-восточной части Аппалачей (И - Литчфилд, Т - Конвей), в Японии (И - Омия, Т - Танокамияма), на Волыни. Найдки крокоита (К) и родонита (Р) расположены поблизости друг от друга в окрестностях Свердловска (К - Березовский рудник, Р - Малое Седельниково), в Тасмании (К - Дандас, Р - Биконсфилд), в Минас-Жерайсе (К -

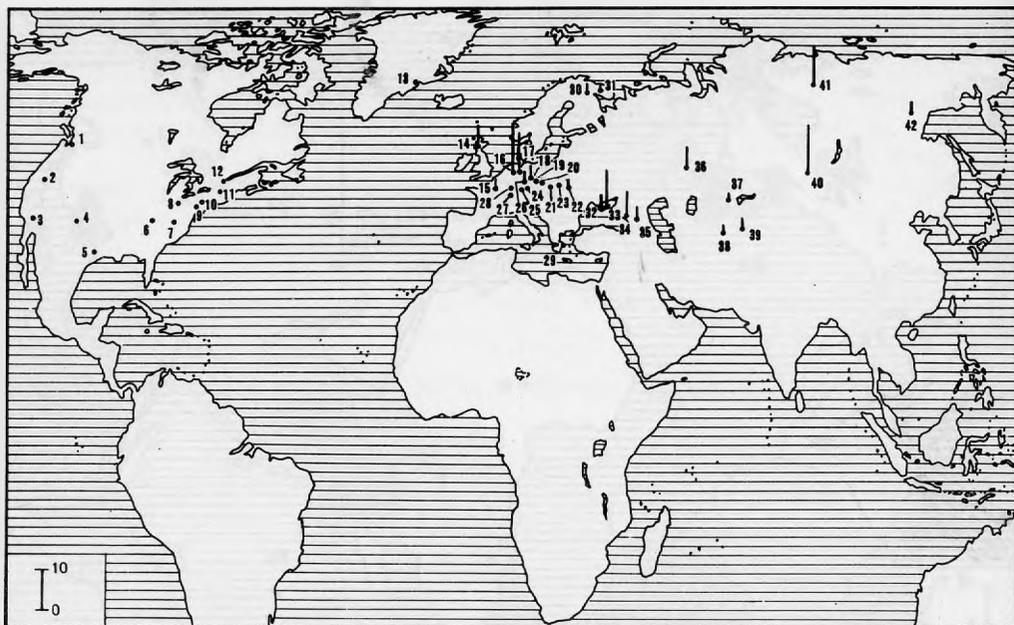


Рис. 3. Географический ареал находок стронцианита

1 - Ла-Коннер; 2 - Генесси; 3 - Строншиум Хилл; 4 - Бернарильо; 5 - Боннель; 6 - Кейв-ин-Рок; 7 - Ист-Гэл; 8 - Вудвилль; 9 - гора Юнион; 10 - Бкохари; 12 - Франкон; 13 - Гардинер; 14 - Строншиан; 15 - Монмартр; 16 - Хамм, Дренштейнфурт; 17 - Клаусталь, Андреасберг; 18 - Брейндорф; 19 - Кладно; 20 - Кунетецке гора; 21 - Чески Тешин; 22 - Раздол; 23 - Махув; 24 - Леоганг; 25 - Брикслегг; 26 - Кёнитц; 27 - Тримбах; 28 - Кайзерштуль; 29 - Лаврион; 30 - Вуориярви; 31 - Хибины; 32 - пос. Лозовое; 33 - Феодосия, Карадаг, мыс Св.Ильи; 34 - Белореченское местонахождение; 35 - Пятигорск; 36 - Гумбейка; 37 - Кара-Оба; 38 - Кули-Колон; 39 - Сузак; 40 - Карасуг; 41 - трубка Зарница; 42 - Горное Озеро

Конгоньяс, Р - Морру-да-Мина), в Калифорнии (К - Даруин Майнс, Р - Росамонд), в Кармазаре (К - Гудас, Р - Алтын-Топкан), в Румынии (К - Бэица-Бихорулуй, Р - Сэкэрымб) и др. Комплекс характерных для региона находок (проявлений) крупных кристаллов ильменита, рутила, титанита, канкринита, везувиана, шпинели, ганита, лазулита, фенакита, изумруда и др. повторяется на Урале, Скандинавском полуострове, в Альпах, Аппалачах (табл. I); находки крупных кристаллов амазонита, циркона, кордиерита, петалита, хондродита, хромового гроссуляра и др. - на Урале, Скандинавском полуострове, в Аппалачах. Крупные (уникальные) кристаллы аксинита, адуляра, анатаза, бавенита, гематита, демантоида, кианита, перовскита, ставролита, титан-клиногумита, халькопирита, эпидота встречаются на Урале и в Альпах. Одинаковые комплексы (сочетания находок) крупных кристаллов, специфических агрегатов минералов и т.п., таким образом, встречаются (повторяются) в различных районах земного шара и отражают, вероятно, какие-то общие особенности геологического развития регионов.

По числу совпадающих признаков (повторяющихся находок) можно оценить минералогическое сходство различных регионов. Ярким в этом отношении примером является сравнение особенностей минералогии южной части Корди-

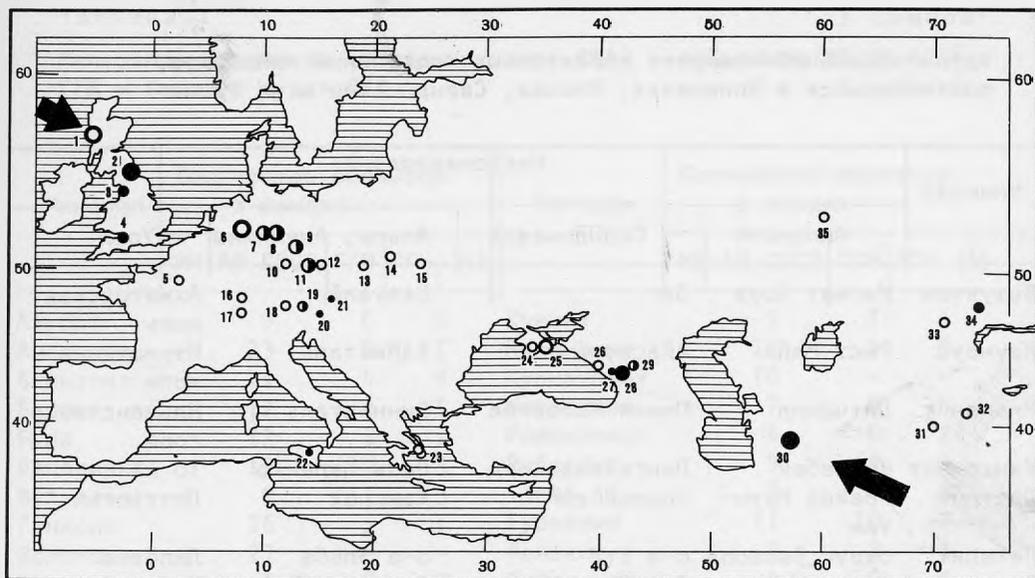


Рис. 4. Находки витерита и стронцианита в Европе и Западной Азии
Стрелкой показана зона, выделенная по геологическим, геофизическим и другим данным [1,6,8]

Пустые кружки - стронцианит; залитые - витерит; наполовину залитые кружки - стронцианит и витерит; размер кружка пропорционален коллекционному "весу" находки. 1 - Строншиан; 2 - Хексем; 3 - Ланкашир; 4 - Бристоль; 5 - Монмартр; 6 - Хамм, Дренштейнфурт; 7 - Клаусталь; 8 - Андреасберг; 9 - Фрайберг, Брейнсдорф; 10 - Кенитц; 11 - Кладно, Пршибрам; 12 - Кунетецке гора; 13 - Ческе Тешин; 14 - Махув; 15 - Раздол; 16 - Кайзерштуль; 17 - Тримбах; 18 - Брикслегг; 19 - Леоганг; 20 - Пеггау; 21 - Нойберг; 22 - Сицилия; 23 - Лаврион; 24 - пос. Лозовое; 25 - Феодосия, мыс Св. Ильи, Карадаг; 26 - Белореченское местонахождение; 27 - Джаланкол; 28 - Архыз; 29 - Бештау, Пятигорск; 30 - Арпаклен; 31 - Кули-Колон; 32 - Сузак; 33 - Кара-Оба; 34 - Акджал; 35 - Гумбейка

льер и Средней Азии (с прилегающими регионами). Южная часть Кордильер (запад США, Мексика) - один из наиболее полно охарактеризованных регионов западного полушария, в том числе в собрании ММ АН СССР. В систематической коллекции представлено около 450 минеральных видов (всего более 1000 образцов минералов), из них примерно 150 видов - в экспозиции. Сравнение кадастров минералов по регионам, составленных для собраний ММ АН СССР и ГГМ, обнаруживает, что находки многих характерных минералов южной части Кордильер повторяются на территории Средней Азии, Казахстана и прилегающих регионов. Как главные для южной части Кордильер по "весу" в собраниях различных музеев (в том числе в экспозиции) выделяются амазонит, вульфенит, ванадинит, карнотит, колеманит и др. (табл. 2-4)^I. Находки этих минералов относятся к характерным для региона место-

^I Данные по количеству образцов приведены для ММ АН СССР на 16.10.1986, для ГГМ - на 01.01.1981 г., некоторые из них требуют уточнения (см. ст. "География образцов Минералогического музея им. А.Е.Ферсмана АН СССР" в наст. сб.).

Таблица I

Территориальный комплекс характерных проявлений минералов, повторяющийся в Аппалачах, Альпах, Скандинавии и на Урале

Минерал	Местонахождение			
	Аппалачи	Скандинавия	Альпы, Апеннины	Урал
Везувиан	Магнет Коув	Эгг	Везувий	Ахматовская копь
Изумруд	Рист Майн	Айдсфоль	Хабахталь	Изумрудные копи
Ильменит	Литчфилд	Южная Норвегия	Бинненталь	Ильменские горы
Канкринит	Кеннебек	Лангезундфьорд	Валь Маленко	То же
Лазулит	Грейвс Маунтин	Хорвшёберг	Криглах	Лоттьюган
Петалит	округ Оксфорд	о-в Утё	о-в Эльба	Липовка
Родонит	Куммингтон	Лонгбан	Пфич	Малое Седельниково оз. Сугомак
Рутил	Грейвс Маунтин	Крагерё	Пфич	
Скаполит	Болтон, Мас-сачусетс	Арендаль	Везувий	Ильменские горы
Титанит	Эганвилл, Онтарио	Арендаль	Граубюнден	Додо
Содалит	Литчфилд	Бревик	Везувий	Ильменские горы
Фенакит	Амилия Кортхаус	Арендаль	Хабахталь	Изумрудные копи, Ильменские горы
Форстерит	Болтон, Мас-сачусетс	Снарум	Везувий	Николае-Максимилиановская копь
Хондродит	Тилли Фостер	Парайнен (=Паргас)	Везувий	То же

нахождениям, имеющим большой "вес" в собрании ММ АН СССР (табл. 5) и публикациях (табл. 6). Рассматривая распределение всех образцов амазонита, вульфенита, ванадинита и других характерных минералов Кордильер (из собрания ММ АН СССР) по различным регионам мира (т.е. географию образцов минерала), замечаем, что наибольшее число повторений находок этих минералов в других регионах, т.е. пространственное совмещение наибольшего числа признаков, приходится на территорию юго-западной части Азии (Казахстан, Средняя Азия и прилегающие регионы) (табл. 7, 8), меньше - Южной Европы, а также Экваториальной и Южной Африки. Наглядным выражением минералогического сходства являются упоминаемые в начале статьи характерные специфические агрегаты азурита с малахитом, амазонита с фенакитом и др., уникальные находки крупных кристаллов пирита (Клаймакс и Акчатау), вульфенита (Ред Клауд Майн и Сиджак), колеманита, иниоита и других боратов (Иньо; Креймер и Индер), кридита (Санта-Зулалия и Акча-

Таблица 2

Минералы^I Кордильер (западная часть США) в собраниях ММ АН СССР, ГГМ и Горного музея ЛГИ

Минерал	Количество образцов в фондах			Минерал	Количество образцов в фондах		
	ММ АН СССР	ГГМ	ЛГИ [4]		ММ АН СССР	ГГМ	ЛГИ [4]
Азурит	9	6	6	Кунцит	9	I	-
Амазонит	23	3	II	Колеманит	14	5	5
Бенитоит	II	4	4	Курнаковит	10	-	-
Бирюза	12	4	I	Микроклин	7	6	5
Бура	12	I	I	Родохрозит	5	8	2
Ванадинит	12	10	3	Рубеллит	9	4	4
Вульфенит	9	II	3	Топаз	8	6	8
Ганксит	16	2	I	Турмалин	II	10	I
Золото	27	-	-	Фенакит	9	2	I
Кальцит	5	8	3	Дюмортьерит	4	5	I
Карнотит	27	I	-	Зуниит	4	5	I
Киноварь	10	I	5				

^I Выборка: минералы с общим числом образцов >15, а также характерные для региона (бура, кунцит и т.д.).

Таблица 3

Минералы^I Кордильер (Мексика) в собраниях ММ АН СССР, ГГМ и Горного музея ЛГИ

Минерал	Количество образцов в фондах			Минерал	Количество образцов в фондах		
	ММ АН СССР	ГГМ	ЛГИ [4]		ММ АН СССР	ГГМ	ЛГИ [4]
Адамин	12	-	-	Кальцит	10	29	-
Аметист	8	-	2	Кераргирит	2	-	4
Апатит	8	-	-	Леграндит	7	-	-
Апофиллит	4	5	I	Ливингстонит	5	3	I
Аурихальцит	8	-	-	Онофрит	1	2	2
Болеит	7	4	6	Опал (в том числе огненный)	7	8	I
Бромаргирит	3	2	I	Платтнерит	6	-	-
Бустамит	I	4	I	Пираргирит	7	2	3
Вульфенит	7	-	-	Розазит	14	-	-
Гемиморфит	II	I	I	Серебро	21	5	23
Гуанахуатит	-	3	I	Топаз	9	6	-
Гроссуляр	14	3	-	Флюорит	5	I	-
Данбурит	7	-	-				

^I Выборка: минералы с общим числом образцов ≥ 4 .

Таблица 4

Минералы^I Кордильер (западная часть США) в экспозициях ММ АН СССР, ГГМ и Народного музея (Прага)

Количество образцов в экспозиции			Минерал	Количество образцов в экспозиции			Минерал
ММ АН СССР	ГГМ	НМ (Прага)		ММ АН СССР	ГГМ	НМ (Прага)	
-	I*	I	Азурит	I	I	-	Мартит
-	I	I	Аурихальцит	-	I	I	Миксит
2	I	I	Бенитоит	>2*	I*	5*	Микроклин (Амазонит)
-	2	3	Бирюза				
3	-	I	Бура	2	I	I	Нептунит
I	I	5	Ванадинит	I	I	I	Нортупит
I	I*	4	Вульфенит	I	I	I	Паризит
2	I	I	Ганксит	I	I	2	Пирит
I	I	-	Гейзерит	I	-	2	Рубеллит
I	I	-	Гейлюссит	I	I	-	Родохрозит
3	-	I	Гюбнерит	I	-	I	Санборнит
-	I	I	Джозефинит	I	-	I	Сильванит
I	I?	I	Дюмортьерит	I	I	-	Теллур
2	I	-	Зуниит	I	I	3	Топаз
-	I	I	Калаверит	I	I	I	Фенакит
3	I	-	Кернит	I	-	I	Экдемит
I	I	I	Ковеллин	2	-	I	Энаргит
3	I	I	Колеманит	2	I	I	Эндлихит
2	-	I	Кристобалит	I	I	-	Эльбаит
2	I	I	Кунцит				
I	I	2	Куприт				

^I Выборка: минералы, представленные в экспозиции двух или трех музеев.

Примечание. Звездочкой отмечены образцы высокого качества.

тау), знаменитые находки редких минералов - легграндита (Мапими и Такели), болеита (Болео и Челекен), ливингстонита (Уицуко и Хайдаркан), гетчеллита (Гетчелл и Хайдаркан), согдианита (Вашингтон Пасс и Дарай-Пиоз), риджержерита (Душейн и Дарай-Пиоз) и др. (табл. 9). Многие из этих образцов демонстрируются на специальной выставке "Материалы по сравнительной минералогии" в ГГМ, причем расположение образцов на карте наглядно отображает пространственное совмещение указанных находок в масштабах крупных регионов (см. рис. 1). Необходимо подчеркнуть, что в данном случае сравниваются особенности минералогии регионов, а не месторождений, кроме того, упомянутые местонахождения являются выдающимися, но часто не единственными проявлениями минерала в регионе.

Наглядно представить региональную и глобальную значимость находки, распространенность минерала помогают обзорные карты-схемы. На них вынесены известные находки крупных кристаллов конкретного минерала (местонахождения, представленные в музеях и упоминаемые в литературе), т.е. на карте-схеме показан географический ареал находок минерала (рис. 2, 3).

Таблица 5

Местонахождения минералов Кордильер (Мексика, западная часть США) по их коллекционному "весу" в собраниях ММ АН СССР, ГГМ и Горного музея ЛГИ

Количество образцов				Местонахождение	Главные минералы (в скобках - количество образцов) ^I
всего	ММ АН СССР	ГГМ	ЛГИ [4]		
68	68	-	-	Борон, Калифорния	Курнаковит (10), танелит (10)
57	56	-	1	Мапими, Дуранго	Розазит (14), леграндит (6)
52	30	7	15	Пайкс Пик, Колорадо	Амазонит (37)
50	17	26	7	Гуанахуато, Мексика	Кальцит (12), серебро (10)
39	23	10	6	Пала, Калифорния	Рубеллит (15), кунцит (10)
36	19	6	8	Бисби, Аризона	Азурит (11), куприт (>7)
33	33	-	-	Крестмор, Калифорния	Периклаз (4), пломбьерит (3)
32	26	3	4	(Бенитоит Джем Майн) Калифорния	Бенитоит (17), нептунит (9)
31	31	-	-	Моктесума, Сонора	Теллуриды, тлапаллит (3)
26	20	5	1	Йеллоустонский национальный парк, Вайоминг	Гейзерит (14), арагонит (4)
23	7	7	9	Болео, Нижняя Калифорния, Мексика	Болеит (17), куменгит (3)
14	14	-	-	оз. Серлз	Ганксит (11)
14	14	-	-	округ Фресно, Калифорния	Санборнит (2), фресноит (2)
14	12	2	-	Крипл-Крик, Колорадо	Калаверит (5), креннерит (4)
13	5	4	4	оз. Боракс, Калифорния	Ганксит (4), нортупит (3)
13	11	2	-	Ксалосток, Морелос	Гроссуляр (13)
13	13	-	-	Крисмас, Аризона	Джунитоит (4)
12	2	2	8	Томас Рейндж, Юта	Топаз (11), псевдобрукит (2)
12	5	5	2	Бьютт, Монтана	Энаргит (7)
12	5	3	4	Маунт Антеро, Колорадо	Фенакит (8)
12	7	2	3	Силвертон, Колорадо	Гюбнерит (8), родохрозит (1)
11	5	4	2	Ред Клауд Майн, Аризона	Вульфенит (9)
11	1	-	10	Каторсе, Сан-Луис, Потоси	Серебро (4)
10	5	3	2	Уицуко, Герреро	Ливингстонит (10)
9	6	1	2	Санта-Эулалия, Чиуауа	Гемиморфит (5), кридит (2)
9	2	3	4	Маммот Майн, Аризона	Ванадинит (2), деклуазит (3)

^I По количеству образцов в трех музеях.

Таблица 6

Местонахождения минералов западного полушария по количеству публикаций в журн. "The Mineralogical Record" за 1970-1983 гг.^I

США, западная часть	США, восточная часть	Остальные страны
	Фраклин и Стерлинг Хилл, Нью-Джерси (9I)	
Бисби, Аризона (80) Ред Клауд Майн, Аризона (58)	Ньюри, Мэн (58) Палермо Майн № I, Нью-Гэмпшир (56) Карьер Фут Минерал Ком-Монт Сент-Илер, Квебек пани, Северная Каролина (52) (5I)	
Бенитоит Джем Майн, Калифорния (44) № 79 Майн, Аризона (4I) Силвертон, Колорадо (4I)		Виржен-да-Лапа, Минас-Жерайс (33) Льяльягуа, Боливия (32) Банкрофт, Онтарио (3I) Брумаду, Байя (3I) Джеффри Майн, Квебек (30) Охуэла Майн, Дуранго (30)
Маммот Сент-Антони Майн, Аризона (35) Роули Майн, Аризона (32) Кер-д'Ален, Айдахо (3I)		
Пала, Калифорния (28) Пайкс Пик, Колорадо (27)		

^I В скобках указано число ссылок на страницы журнала [7].

Карты-схемы, отображающие географические ареалы находок минералов, были составлены нами для нескольких десятков минералов средней распространенности (десятки-первые сотни образцов в собрании ММ АН СССР). Для удобства вынесения находок на карту-схему при их составлении использована условная проекция: географические координаты точек откладывались по горизонтали и вертикали в масштабе $1 \text{ мм} = 1^\circ$. Линейные искажения по сравнению с традиционными способами проекции незначительны в широтной зоне с границами 30 с.ш.-30 ю.ш., а в других случаях оцениваются визуально сравнением с обычными картами.

Помимо большой неравномерности в распределении проявлений минералов по площади, связанной с изученностью территории и другими факторами, на картах-схемах обнаруживается линейное размещение находок крупных кристаллов (выделений) в масштабах обширных регионов [2]. Так, находки кристаллов витерита и стронцианита (табл. 10) тянутся от Копет-Дага через Северный Кавказ, Крым, Закарпатье, Рудные горы, Гарц на Шотландию, как бы маркируя некоторую линейную зону (рис. 4). Эта прерывистая линия находок (прямая на схеме соответствует дуге на сфере) частично совпадает с зоной, выделенной ранее по геоморфологическим, геологическим, геофизи-

Таблица 7

География образцов ММ АН СССР (к сравнительной минералогии южной части Кордильер)¹

Регион	Характерные минералы ² Кордильер (Мексика, западная часть США)													
	Адамин	Амазонит	Болеит	Бура	Ванадинит	Вульфенит	Гюбнерит	Колеманит	Кунцит	Нептунит	Розазит	Серебро	Топаз	Фенакит
Северо-Западная Европа		49			3					64		76	9	7
Центральная Европа					4	41						95	51	12
Южная Европа	9			3	1	6					1	16		
Восточная Европа		2											95	13
Урал		147			46	11	31					18	554	148
Юго-Западная Азия	24	22	1	49	122	21	64	1	7	2	8	82		33
Южная и Юго-Восточная Азия														
Япония													15	
Китай, Монголия		17		12		2	1						214	12
Юг Сибири		64					5		1		268	320		20
Восточная Сибирь												1		
Северо-Восток СССР, Приморье		9						1				3	28	6
Северная Америка (восточная часть)			1							3		25	4	1
Кордильеры (северная часть)													2	
Кордильеры (южная часть: Мексика, западная часть США)	12	23	8	11	12	16	8	20	9	7	14	24	17	9
Анды					2	1						12	1	
Бразилия									1			2	28	15
Экваториальная и Южная Африка		7		2	9				2	1		13		9
Северная и Западная Африка					18									2
Австралия											1			2

¹ Числа в таблице соответствуют количеству образцов минерала для региона в систематической коллекции ММ АН СССР.

² Выборка: минералы с числом образцов (для местонахождений южной части Кордильер) >6; не учтены данные по золоту и карнотиту.

Таблица 8

География образцов ММ АН СССР (к сравнительной минералогии южной части Кордильер)¹

Регион	Характерные минералы ² Кордильер (Мексика, западная часть США)														
	Аптаит	Аурихальцит	Бирюза	Гидроцинкит	Данбурит	Индерит	(Кридит)	Курнаковит	Леграндит	Ливингстонит	Сильванит	Стибиконит	Улексит	Пробертит	Варисцит
Северо-Западная Европа		I													
Центральная Европа			I		3										3
Южная Европа		4	5	4						27	I	7			2
Восточная Европа															
Урал	?	3													
Юго-Западная Азия		9	3I	12	24	I	86	I	7	8	9	2	2I	I	I4
Южная и Юго-Восточная Азия															
Япония					3							I			
Китай, Монголия			I	I											
Юг Сибири	8	4													
Восточная Сибирь					6	4									
Северо-Восток СССР, Приморье		26		10	34										
Северная Америка (восточная часть) Кордильеры (северная часть)			I	I	7								3		5
Кордильеры (южная часть)	5	9	6	6	7	8	2	10	7	5	6	6	9	6	4
Анды							I						2		
Бразилия															
Экваториальная и Южная Африка			6												
Северная и Западная Африка															
Австралия	I			I											

¹ Числа в таблице соответствуют количеству образцов минерала для региона в систематической коллекции ММ АН СССР.

² Выборка: минералы с числом образцов (для местонахождений южной части Кордильер) >4.

Таблица 9

К сравнительной минералогии Кордильер (Мексика, западная часть США)

Минерал	Первоначальное местонахождение	Первая находка в СССР
Антлерит	Антлер, Аризона	Джезказган, Казахстан
Аустинит	Голд Хилл, Юта	Лачин-Хана, Угамский хребет
Гетчеллит	Гетчелл, Невада	Хайдаркан, Киргизия
Голдфилдит	Голдфилд Невада	Кураминский хребет, Узбекистан
Грифит	Ривертон Лоуд, Блэк Хиллс, Южная Дакота	Кырк-Булак, Туркестанский хребет
Долоресит	Ла-Сал № 2 Майн, Колорадо	Кызылкум
Зуниит	Зуни Майн, Колорадо	Центральный Казахстан
Иньоит	Маунт-Бланко, округ Иньо, Калифорния	Индер, Северо-Западный Казахстан
Колеманит	Долина Смерти, округ Иньо, Калифорния	Индер, Северо-Западный Казахстан
Корвусит	плато Колорадо	Баласаускандык, Северо-Западный Каратау
Кридит	Уэгон-Уил Гэп, Крид, Колорадо	Центральный Казахстан
Купрошеелит	Ла-Пас, Нижняя Калифорния, Мексика	Кара-Камыс, Центральный Казахстан
Леграндит	Флор-де-Пен, Нуэво-Леон, Мексика	Такели, Северный Таджикистан
Ливингстонит	Уицукко, Герреро, Мексика	Хайдаркан, Киргизия
Ридмержнерит	формация Грин Ривер, округ Душейн, Юта	Дараи-Пиоз, Алайский хребет
Тинтикит	Тинтик, Юта	Центральный Кызылкум
Ферритугстит	Дир Трейл, Вашингтон	р.Кенкол, Киргизия
Хантит	Керрант-Крик, Невада	Кургашинкан, Кураминский хребет

ческим и другим данным [I, 5, 7] (на рисунке показана стрелкой). Линейное размещение обнаруживают также находки опала, кристаллов ванадинита, эрионита в южной части Кордильер, везувиана, нефелина (?) и других минералов в Евразии. На Кольском полуострове линейное размещение выявляется для всей совокупности проявлений различных минералов [3]. Ареал находок некоторых минералов (эвдиалит, кордиерит и др.), возможно, маркирует также планетарную диагональную сетку разломов.

В целом на массовом минералогическом материале обнаруживаются элементы упорядоченности в расположении находок крупных кристаллов (выделений): повторяющиеся территориальные комплексы, линейное размещение. Специального рассмотрения требуют случаи симметричного расположения находок минералов в масштабах региональных структур, складчатых областей и т.д. Это подчеркивает значение минералогических находок крупных кристаллов при региональных исследованиях.

Автор выражает признательность А.Е.Федорову за ценные замечания, сделанные при обсуждении статьи.

Таблица 10

Распределение образцов витерита и стронцианита по местонахождениям
(из собраний ММ АН СССР и ГГМ)

Витерит			Стронцианит			
Количество образцов		Местонахождение	Количество образцов		Местонахождение	
ММ АН СССР	ГГМ		ММ АН СССР	ГГМ		
1	-	Акджал	-	2	Англия	
6	2	Айков-дере	1	-	Ашебург	
12	10	Алстон Мур (= Олстон)	1	2	Брейнсдорф	
5	4	Англезарк	4	-	Верховья р. Белой, Северный Кавказ	
-	3	Англия	-	-	-	
1	-	Аркендейл	-	1	Ванчин	
34	5	Арпаклен	3	-	Вуориярви	
3	-	Архыз	-	1	Грунд	
2	-	Аудушмес	4	-	Гумбейка	
-	1	Бештау	2	6	Дренштейнфурт	
1	-	Дарем	2	-	Йоркшир	
4	-	Елису	2	12	Карасуг	
2	3	Змеиногорский рудник	2	-	Кенитц	
11	-	Илы-су	6	6	Клаусталь	
-	1	Каракалинский район	-	1	Кули-Колон	
-	1	Камберленд	1	-	Кара-Оба	
1	-	Кейв-ин-Рок	3	-	гора Лысяя	
-	1	Клаусталь	-	3	Лозовое	
1	-	Ланкашир	1	2	Монмартр	
1	-	Магдалененберг	1	-	мыс Мальчик (Карадаг)	
1	-	Мурдунский массив	4	-	Оберсдорф	
1	-	Нойберг	2	-	перевал Обманный (Хибины)	
-	1	Рудные горы	-	1	Раздол	
-	1	Саксония	2	4	мыс Св. Ильи	
1	-	Сеттлингстоунз	3	-	Строншиан	
1	-	р. Толуопка	1	-	карьер Франкон	
4	-	Уч'ятаг	-	1	Фергана	
1	-	Ушо Мур	1	4	Хамм	
9	1	Хексем	-	3	Шотландия	
1	-	Шотландия	1	-	Штаффелег	
2	-	Штирия	1	-	Баты-Лимен	
1	-	Элизабеттаун	1	-	Пятигорск	
-	-	-	2	-	Горное Озеро	
-	-	-	9	-	трубка Зарница	

Литература

1. Андрусов Н.И. Очерк истории развития Каспийского моря и его обитателей // Изв. Рус. геогр. о-ва. 1888. Т. 24, вып. 2. С. 91-114.
2. Евсеев А.А. Региональные исследования и крупные музеи // Особенности обработки материалов при минералогическом картировании. М.: ИМГРЭ, 1985. С. 30-39.
3. Кац Я.Г., Евсеев А.А., Федоров А.Е. Зависимость размещения местонахождений минералов от гексагональной сетки линейментов на Кольском полуострове // Изв. вузов. Геология и разведка. 1986. № 7. С. 24-28.
4. Купффер А.Э. Минералогическая коллекция Горного института. СПб., 1911. 575 с.
5. Полетаев А.И. Сейсмотектоника зоны Главного Копетдагского разлома. М., 1986. 132 с.
6. The Mineralogical Record Index. 1970-1983. Vol. 1-14.
7. Moody J.D. Crustal shear patterns and orogenesis // Tectonophysics. 1966. Vol. 3, N 6. P. 479-522.

УДК 549.623.7:549(477.75)

П.М.Карташов

О Li-СОДЕРЖАЩЕМ АЛУШТИТЕ ИЗ КРЫМА И ЕГО ПОЛОЖЕНИИ В ГРУППЕ ТОСУДИТА

Алушит - типичный крымский минерал, дискредитированный без достаточных оснований и несправедливо забытый. Впервые он был описан П.А.Двойченко в районе д. Куру-Узень (Солнечногорск) в 1914 г. [2]. Тогда же А.Е.Ферсманом было предложено название. Предполагалось, что алушит близок каолиниту, в отличие от которого имеет голубую окраску, содержит 13,7% воды и некоторое количество магния. Двойченко считал, что "этот минерал может быть встречен по всей площади залегания черных юрско-триасовых сланцев Южного берега Крыма (ЮБК), а также и северного склона /Крымских/ гор" [2, с. 104].

В 1950 г. С.П.Попов приводит результаты первых химических анализов алушита и его оптические характеристики [14], считая его самостоятельным минералом, близким "диккиту" П.Л.Прокопенко (7,9% CaO) [15]. По мнению Попова, алушитовая минерализация связана с небольшим участком ЮБК, где сильно дислоцированная таврическая формация пронизана серией среднеюрских малых интрузий.

В 1955 г. Н.В.Логвиненко и В.А.Франк-Каменецкий публикуют статью "О так называемом алуштите" [11]. Они приводят результаты первых рентгенографических и термографических исследований алушита, еще два химических анализа. Авторы считают алушит механической смесью диккита и небольшого количества гидрослюда, основываясь на ошибочной интерпретации рентгенограмм (в частности, аналитический для смешанослойных хлорит-сметитов рефлекс $d_{002} = 14,0 \text{ \AA}$ [6] они принимают за линию термически измененного диккита) и данных термического анализа [5].

На эти и другие недостатки в 1961 г. указал Г.А.Булкин [1], проводивший детальное минералогическое исследование алушита из района

с. Приветного (Ускют). В своей работе он доказывает, что главной составной частью алуштита является не диккит, а, как он ошибочно считал, каолиновый минерал, близкий диккиту, но со всей очевидностью отличный от него. Вопрос о его самостоятельности откладывается до более детального кристаллохимического исследования.

Почти одновременно публикуется статья Н.В.Логвиненко и В.А.Франк-Каменецкого "Новые данные о так называемом алуштите" [12], где приводятся результаты исследования новых находок из районов Солнечногорска и Приветного. В образцах из последнего наряду с диккитом и гидрослюдой авторы отмечают смешанослойную фазу диккит-монтмориллонит, количество которой уступает гидрослуде и вместе с ней достигает 10%.

Детальное кристаллохимическое исследование, о котором говорил Г.А. Булкин, было сделано Ю.М.Королевым на мономинеральном материале из с. Приветного. О первых результатах он доложил на IV пленуме Комиссии по изучению глин в сентябре 1962 г. [7]. Ю.М.Королев сообщил, что основным минералом исследованного образца (обр. 13545 Минералогического музея АН СССР) является диоктаэдрический смешанослойный хлорит-монтмориллонит и что именно его следует называть алуштитом. Он также выделил особый алуштитовый структурный тип и группу алуштита в своей систематике смешанослойных образований.

Тем не менее в 1963 г. публикуется статья В.А.Франк-Каменецкого и др. [20], в которой авторы переопределяют обнаруженную ими в образцах из с. Приветного смешанослойную фазу [12] (ссылаясь при этом на свою работу 1955 г., хотя в ней говорится о механических примесях, а смешанослойные минералы не упоминаются вовсе). Авторы приходят к выводу, что она не содержит диккита, а представляет собой диоктаэдрический хлорит-монтмориллонит, и предлагают для него новое название - "тосудит".

В 1965 г. печатается статья Ю.М.Королева "О структуре крымского алуштита", в которой он приводит подробное описание исследованного им мономинерального образца из с. Приветного и уточняет структуру слагающего его смешанослойного минерала. Автор вновь обращает внимание на то, что алуштит сложен индивидуальным минералом, и предлагает сохранить за ним прежнее название (при этом следует учесть тот факт, что данный образец передан в музей как алуштит еще в 1918 г.).

Конец более чем 15-летней дискуссии положила статья, рекомендованная КНМ ВМО и вышедшая в 1968 г. в Минералогическом сборнике ЛГУ [21]. Авторами было рекомендовано называть смешанослойную фазу хлорит-монтмориллонит тосудитом, а содержащую его смесь диккита и гидрослюды - алуштитом. Доказательства, использованные в статье, спорны и будут рассмотрены ниже.

Все последующие исследования алуштита [3, 9, 10] проводились на единственном образце из Минералогического музея. Данных о новых находках в Крыму не публиковалось. Однако в СССР смешанослойные диоктаэдрические хлорит-сметиты были обнаружены в Донбассе, Закарпатье, на Северном Кавказе [6], в Восточном Забайкалье [16] и Приамурье [19].

Данная статья посвящена изучению алуштита из его нового проявления в районе пос. Научный. Ранее все находки алуштита были сосредоточены в узкой приморской полосе ЮБК от мыса Аюдаг до с. Приветного (рис. 1). Обнаружение новой области алуштитовой минерализации на северном склоне Крымских гор подтверждает предположение П.А.Двойченко о более широком распределении этого минерала в Крыму.

Исследованный материал был отобран летом 1986 г. из небольшого обнажения пород таврической серии в борту ставка на южной окраине пос. Науч-

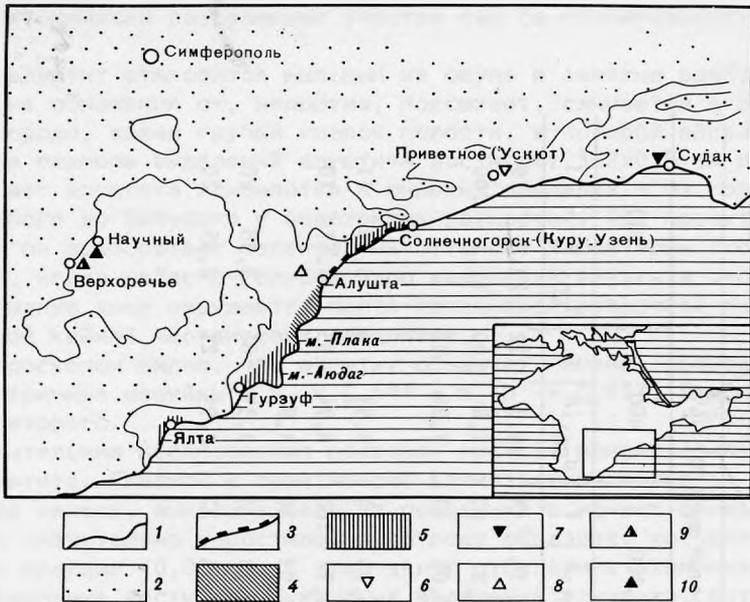


Рис. I. Схема расположения проявлений алушита в Крыму

I - границы выходов отложений таврической серии T_2-J_1 ; 2 - области выходов более молодых пород. Районы распространения алушита на ЮБК: 3 - по П.А.Двойченко [2], 4 - по С.П.Попову [I4], 5 - по Н.В.Логвиненко и В.А.Франк-Каменецкому [II]; отдельные находки алушита: 6 - Д.И.Щербакова (обр. I3545 Минералогического музея АН СССР) [8] и др. [I, I2], 7 - П.М.Мурзаева [I4, II] (сомнительна), 8 - Н.М.Юркина [I4], 9 - В.И.Степанова (устное сообщение), 10 - описанная в данной статье

ный. Обнажение представлено пологопадающей пачкой "табачных" песчаников с тонкими прослойками алевролитов. Под микроскопом песчаник - мелкозернистый олигомиктовый, существенно кварцевого состава (90%), с примесью обломков кремнистых пород, отдельными зернами плагиоклазов и пластинками аллотигенного мусковита, слабо замещенного хлоритом. Кроме того, присутствует примесь растительного детрита с реликтами пирита. Лимонит как продукт его разложения часто заполняет поры и трещины породы, придавая ей табачный оттенок. Цемент глинистый. По-видимому, данные песчаники принадлежат к "песчаному флишу" низов таврической серии и ориентировочно имеют поздне триасовый возраст [I3].

Минеральный состав проявления крайне беден. Алушит здесь ассоциирует только с гидроокислами Mn, образующими дендриты и редкие стяжения до I мм величиной в массе последнего. Пленки лимонита имеют явно поздний, наложенный характер и связаны с окислением диагенетического пирита песчаника. От классических проявлений алушита на ЮБК данная точка отличается ничтожным распространением жильного кварца и полным отсутствием карбоната и сульфидов.

Алушит образует плотные, мягкие массы в виде пленок, примазок и прожилков, заполняющие трещины песчаника. Отметим, что выполняет не вся трещина, а лишь участки ее максимального зияния, в то время как ее большая часть заполнена пленками гидроокислов Fe и Mn. При этом

Таблица I

Межплоскостные расстояния алушита из пос. Научного

001	Препарат алушита				Прогретый до (°C)									
	Воздушно-сухой		Насыщенный глицерином		100		200		300		400		500	
	$d_{00L}, \text{Å}$	I	$d_{001}, \text{Å}$	I	$d_{001}, \text{Å}$	I	$d_{001}, \text{Å}$	I	$d_{001}, \text{Å}$	I	$d_{001}, \text{Å}$	I	$d_{001}, \text{Å}$	I
001	28,6+0,4	100	31,6	100	27,4	100	26,1	26	26,1	4	23,3	12	23,3	9
002	14,5+0,2	58	15,8	48	13,8	44	13,1	100	12,2	67	11,8	100	11,7	100
003	9,61	12			9,03	29	8,81	55	8,03	91	7,94	32		
004	7,26	4	7,96	30	7,02	2	6,69	5						
005	5,75	2	6,42	1	5,34	16	5,31	35	5,75	7	5,91	6	5,79	11
006	4,82	21	5,33	15	4,52	16	4,44	34	4,77	100	4,74	55	4,67	10
007	4,14	2	4,55	30	3,79	3	3,76	6	3,93	10	3,87	10		
008	3,61	9	4,00	1	3,32	17	3,32	36	3,39	75	3,37	64	3,35	20
009	3,22	5	3,54	24	2,92	10	2,93	20	2,95	22	2,94	21	2,95	10
0010	2,89	8	3,19	3										
00.11			2,90	8										
00.12			2,66	2										
00.13			2,31	1										
00.14	2,050	2	2,189	1										
00.15			2,120	1										

Примечание. Условия съемки: дифрактометр ДРОН УМ-1, скорость сканирования 1°/мин, CuK_α -излучение, графитовый монохроматор, сила тока 12 мА, напряжение 35 кВ.

наиболее тектонически разрушенные участки как бы пропитываются алушитом.

В воде алушит становится мыльным на ощупь и заметно разбухает. При извлечении из обнажения он, напротив, подсыхает, сжимается и легко отделяется от породы, давая грубый слепок полости, в которой образовался. Максимальные размеры выделений алушита достигают $3 \times 2 \times 0,5$ см при средних $5 \times 5 \times 1$ мм. Цвет алушита изменяется в широких пределах - от голубого и бледно-голубого до белесого у выветрелых разностей. При пропитке гидроокислами Fe он приобретает зеленоватый оттенок. Характерны "кокардовые" образования, когда небесно-голубое ядро выделения алушита через зеленоватую переходную зону окружается желто-коричневой оторочкой лимонита либо моховидной каймой марганцевых дендритов.

Под микроскопом видно, что алушит образует мелкие, неправильной формы изометричные чешуйки с $n_m = 1,547$ и $n_g - n_p = 0,013$. Блеск алушита жирный до матового.

Предварительные исследования показали высокую мономинеральность выделений алушита. Главной и практически единственной примесью к нему являются зерна кварца, выкрошившиеся из песчаника в момент образования трещин. Это значительно упростило подготовку образцов, которая свелась к выделению фракции $< 0,01$ мм. С этой целью отбирались равномерно окрашенные центральные части самых крупных выделений алушита, которые затем заливались дистиллированной водой и в течение нескольких минут диспергировались ультразвуком, после чего фракция $< 0,01$ мм выделялась обычным методом седиментации.

На дифрактограммах, полученных от ориентированных препаратов алушита в воздушно-сухом состоянии (табл. I), наблюдаются близкие к регулярным серии базальных рефлексов $d_{001} = 28,6 \pm 0,4$ Å. Отсюда следует, что основным обменным катионом, заселяющим смектитовые межслои, является Ca^{2+} . Для достижения однородного разбухания последних вне зависимости от состава обменных катионов образцы насыщались глицерином и этиленгликолем. В результате улучшилась целочисленность полученных серий базальных рефлексов, а d_{001} стали соответственно равными $31,6$ и $30,6 \pm 0,4$ Å. На дифрактограммах прокаленных образцов наблюдаются серии рефлексов с нарушенной целочисленностью, при этом нагрев до $300^\circ C$ уменьшает d_{001} до $26,1$ Å при резком падении интенсивности, а после нагрева до $400^\circ C$ наблюдается увеличение интенсивности при продолжающемся уменьшении d_{001} до $23,3$ Å.

Для выяснения природы смектитового компонента образец алушита насыщался ионами Li^+ с последующим его прогревом до $300^\circ C$ и насыщением глицерином. После такой обработки d_{001} увеличивается до $32,7 \pm 0,6$ Å. Это свидетельствует о том, что разбухающей межслоем алушита принадлежит бейделлиту [22]. Величина $d_{060} = 1,503 \pm 0,003$ Å говорит о преобладающей диоктаэдричности минерала.

Таким образом, исследованный алушит представляет собой упорядоченный смешанослойный ди-триоктаэдрический хлорит-бейделлит, по рентгеновским характеристикам близкий описанным ранее минералам этой группы [6, 7, 19, 20, 23].

Химический состав проанализированного образца (табл. 2) близок составам исследованных ранее алушитов ЮБК [21]. От последних его отличает несколько заниженное содержание Al_2O_3 и SiO_2 (так как ранние образцы могли быть загрязнены кварцем и диккитом), преобладание FeO над Fe_2O_3 и калия над натрием. Впервые для крымских образцов определено содержание лития ($0,62-0,66\%$ Li_2O). В повторно проанализированном нами мономинеральном алушите из Ускюта (обр. I3545) обнаружено $0,45\%$ Li_2O . Это под-

Таблица 2

Химический состав (в мас.%) алушита из пос. Научного и других минералов группы тосудита

Компоненты	Научный* [7]	Приветное [7]	Юи 7* [23]	Ниида [30]	Балей [16]	Монтебра [24]	Тоохо [33]
SiO ₂	40,48	45,34	39,74	36,96	43,95	44,28	41,60
Al ₂ O ₃	33,04	35,00	35,87	32,09	35,40	36,04	36,40
TiO ₂	0,22	0,54	0,01	0,34	-	0,07	-
Fe ₂ O ₃	1,06	0,30	0,98	1,57	0,38	0,36 ^{6*}	1,82
FeO	2,74	2,17	2,77	Сл.	0,08	Не опр.	-
MnO	0,015 ^{2*}	-	-	Не опр.	0,12	0,28	-
MgO	2,84	2,14	3,08	8,20	0,99	0,17	0,29
CaO	1,09	0,52 ^{4*}	0,06	2,21	0,48	0,27	0,38
SrO	0,007 ^{3*}	0,006 ^{4*}	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
BaO	0,01 ^{3*}	- ^{4*}	"	"	"	"	"
Li ₂ O	0,64 ^{2*}	0,45 ^{4*}	0,51	Сл. ^{5*}	1,27	1,60	1,04
Na ₂ O	0,07 ^{2*}	2,12	0,12	0,16	0,05	0,29	0,14
K ₂ O	0,18 ^{2*}	0,70	0,62	0,23	0,86	1,94	0,38
H ₂ O ⁻	6,92	2,38		6,12	5,15	Не опр.	6,87
H ₂ O ⁺	10,28	10,40	15,70	12,71	10,84	"	11,12
Сумма	99,59	99,81	99,46	100,59	99,57	83,70	100,04
Генетический тип	I	I	I	2	3	4	5

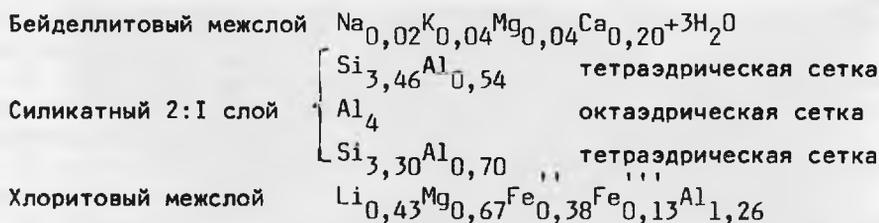
* Аналитик (ЦХЛ ИГЕМ АН СССР) Т.П.Смирнова. ^{2*} С.И.Вронская. ^{3*} И.В.Басалаева. ^{4*} Г.Е.Каленчук. ^{5*} По данным Шимоды и др. [36]. ^{6*} Суммарное железо. ^{7*} Mg-насыщенная форма, в хлоритовом межслое фиксировано 2,09 мас.%. MgO, кроме того, в анализе указано 0,10% P₂O₅.

тверждает высказанное в предыдущей статье [5] предположение о широком вхождении лития в состав крымских алушитов. К сожалению, материал из других мест получить не удалось.

Из всех изученных к настоящему моменту диоктаэдрических хлорит-сметитов наиболее близок к крымским минерал из Юи, Бельгия [23], все остальные заметно отличаются, прежде всего по содержанию Mg и Li.

Поскольку позиция Mg в структуре алушита двойная, был проведен опыт по выщелачиванию обменных катионов сметитового слоя (аналитик Г.Е.Каленчук, ЦХЛ ИГЕМ АН СССР). Навеска алушита в течение 9 сут обрабатывалась 1 M раствором NH_4Cl , через каждые 3 сут в вытяжках определялись концентрации Na, K, Ca и Mg. За 9 сут выщелочилось 100% Ca (1,09 мас.%), 16,7% K, 11,2% Na и 5,1% Mg (0,14 мас.%).

С учетом полученных данных предложенная ранее [5] формула алушита из Научного приобретает вид $(Ca_{0,20}Mg_{0,04}K_{0,04}Na_{0,02})_{0,30}(Al_{5,26}Mg_{0,67}Li_{0,43}Fe_{0,38}Fe_{0,13})_{6,87}[Si_{6,76}Al_{1,24}O_{20}](OH)_{10} \cdot 3H_2O$, а распределение катионов по отдельным элементам структуры - следующий вид:



Термические кривые алушита приведены на рис. 2. Два эндотермических эффекта в низкотемпературной области кривой ДТА связаны с удалением из минерала межслоевой воды (160°C) и воды гидратных оболочек обменных катионов (240°C). Интенсивный эндотермический эффект с максимумом 570°C связан с удалением OH-групп. Экзотермический эффект при 890°C соответствует раскристаллизации новообразованных высокотемпературных фаз. На кривой ТГ наблюдаются три этапа потери веса: в интервалах 60-180°C - 5,1%, 180-240°C - 1,4% и 400-700°C - 8,4%.

Анализ известных термограмм крымского алушита подробно приведен в работе [5]. Следует сказать, что в интерпретации кривых, приведенных в [12], мной вслед за авторами допущена ошибка. Данная кривая отвечает смеси диккита не с монтмориллонитом, а со смешанослойной фазой, причем эффекты 655 и 960°C принадлежат первой, а 115, 240, 550 и 900°C - второй. Изгиб кривой на 875°C является термическим эффектом. Что касается термических кривых других диоктаэдрических хлорит-сметитов, то близкие аналогии алушиту находим в [16, 26, 27-30, 33, 35-37].

ИК-спектры алушита (рис. 3) были получены на спектрофотометре "Спекорд-75". Растертый в бутиловом спирте минерал осаждался на подложку из KBr. Участок 3300-3700 cm^{-1} снимался с вазелиновым маслом. В ИК-спектре алушита присутствуют полосы поглощения 3640, 3500, 3445, 3330, 1640, 1038, 1005, 940, 718, 528, 468 cm^{-1} . Полосы 3500-3330 и 1640 cm^{-1} принадлежат межслоевым молекулам воды, 3640 cm^{-1} - гидроксилам. Конфигурация полос поглощения деформационных колебаний кремнекислородных тетраэдров позволяет говорить о преобладающей диоктаэдричности хлоритовых слоев с элементами триоктаэдричности, проявленной в большей интенсивности полосы 468 cm^{-1} по отношению к полосе 528 cm^{-1} . В целом ИК-спектр алушита сходен с имеющимися в литературе спектрами смешанослойных хлорит-сметитов [16, 19, 34 и др.].

Электронные микрофотографии алушита получены при увеличении 12 500

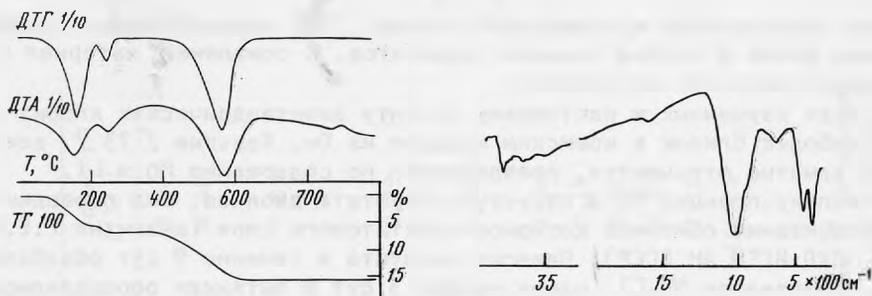


Рис. 2. Термические кривые Li-содержащего алушита из пос. Научного. Снято на приборе "Дериватограф" ОД-102 из навески 300 мг, эталон Al_2O_3 100 мг

Рис. 3. ИК-спектр Li-содержащего алушита из пос. Научного



Рис. 4. Электронная микрофотография алушита из пос. Научный, $\times 12500$

раз (рис. 4) в лаборатории электронной просвечивающей микроскопии МГУ. На фотографии видны тонкие изометрические чешуйки с резкими прямыми краями, характерные для смешанослойных хлорит-сметитов [41]. По общему виду и размерам эти частицы похожи на описанные в работах [16, 30, 39]. Вместе с ними изредка встречаются толстые непрозрачные частицы гексагональных очертаний, принадлежащие, по всей видимости, минералу из группы каолина. "Тосудитовые планки", описанные А.П.Коваленко и А.П.Большаковым [6], не наблюдались.

По характеру заполнения октаэдрических позиций 2:1 слоя семейство упорядоченных смешанослойных хлорит-сметитов делится на триоктаэдрическую (корренситы) и диоктаэдрическую (тосудиты) группы. В последнем слу-

чае эти позиции заселены только ионами Al. Именно к этой группе следует отнести изученный алушит.

В настоящее время группа тосудита включает в себя три минерала. Это Al-тосудит с диоктаэдрическими одноэтажными слоями вида $(Al, Mg, Fe, Li)_{2,15-2,4}(OH)_6$, где Al преобладает над Me⁺⁺ и Li. Особенностью хлоритовой составляющей такого типа является обязательное присутствие этих элементов, стабилизирующих его структуру, поскольку существование чистого Al-хлорита невозможно. Другой член группы - ди-триоктаэдрический Li-тосудит с кукеитовым одноэтажным слоем типа $(Al, Li, Mg)_{2,15-2,6}(OH)_6$, где отношение Al:Li 2,5-5. Третий минерал группы - Mg-тосудит с триоктаэдрическим sudoитовым одноэтажным слоем вида $(Mg, Al)_{2,7-3}(OH)_6$. Здесь отношение Mg:Al близко к 2, а максимальное отмеченное содержание Li_2O - 0,05% [36].

Новый ряд в группе тосудита намечает Cr-тосудит, описанный З. Максимовичем и Г. Бриндли в Таково, Югославия [31]. Его одноэтажный слой предположительно имеет вид $(Al, Cr, Mg, Fe)_{2,n}(OH)_6$.

Все минералы группы являются продуктами низкотемпературных гидротерм. С известной степенью условности можно выделить 9 генетических типов (геологических ситуаций) проявления тосудитовой минерализации. Минералы группы отмечены:

1) в телетермальных жилах метаморфизованных терригенных (флишевых) толщ, не несущих оруденения [7, 23] либо сопровождающих ртутные месторождения [6];

2) в зонах гидротермального изменения, связанных с колчеданными рудами типа Куроко [30, 38];

3) в зонах гидротермального изменения, связанных с эпитермальными золотыми [16] и золото-серебряными [36] месторождениями и ассоциирующими с ними вторичными кварцитами [19];

4) в гидротермально переработанных литиевых гранитах [24, 32] и редкометальных пегматитах [25, 26, 27];

5) в гидротермально переработанных кислых эффузивах и образованных за их счет месторождениях фарфорового камня и пирофиллита [28, 29, 33, 36];

6) в гидротермально переработанных серпентинитах [31];

7) во флюоритовых месторождениях среди скарнированных известняков [40];

8) в пневматолитово-гидротермальных жилах среди гнейсов [38];

9) в тосудито-диккитовой жиле с алюмофторидами среди цинвальдит-альбитовых гранитов [43].

Условия образования влияют на природу тосудитовых минералов. Главными факторами здесь являются T, pH и химизм среды. В условиях сравнительно низких температур и $pH \approx 7$ образуются Mg-тосудиты. При более высоких температурах и в слабокислых средах устойчивы Al- и Li-тосудиты. С увеличением pH тосудиты сменяются хлоритами, а при уменьшении - минералами группы каолина. Повышение P и T неблагоприятно для существования тосудитов, в таких условиях более устойчив диоктаэдрический смешанослойный хлорит - дефектный хлорит [4]. Вполне естественно, что тосудиты, образующиеся по гидрослюдам, содержат большое количество K в обменном комплексе [16], в то время как бруситовый слой тосудитов, развивающихся за счет сподумена и лепидолита, обогащен Li [26, 32], а за счет гипербазитов - хромом [31].

Следует отметить, что минералы группы тосудита могут образовываться как путем замещения ранних глинистых минералов (гидрослюд, смешанослойных иллит-сметитов и т.п.), так и посредством прямого гидротермального

синтеза. Предположение В.А.Франк-Каменецкого и др. о гипергенном происхождении смешанослойной фазы алушитов [12, 20] маловероятно, так как хлорит-сметиты, возникающие в процессах почвообразования, как правило, неупорядоченны.

Изученный алушит - синтетонический минерал. Он предположительно образовался путем гидротермального синтеза из минерализованных поровых вод, отжатых в трещины мощной пачки табачных песчаников. Двигателем этого процесса было надвигообразование, происходившее в непосредственной близости от проявления. Весь процесс происходил при невысоких T и P , так как вмещающие минерализацию песчаники претерпели изменения, не выходящие за рамки границы начальной и средней стадий катагенеза. Таким образом, данное проявление алушита, несколько отличаясь от проявлений ЮБК, попадает вместе с ними в I-ю генетическую группу. Сюда же попадает единственный пока известный аналог таких образований - минерализованные жилки с $MgLi$ -тосудитом, диккитом, пирофиллитом, кварцем и карбонатами, секущие лланвирнские сланцы (O_{I-2}) в Юи близ Льежа [23]. Важно отметить, что генетическая близость этих образований, в свою очередь, приводит к близости химизма и свойств встреченных здесь хлорит-сметитов (см. табл. 2 и 3).

Было любопытно проследить зависимость химизма минералов группы тосудита от генетического типа их месторождений. Для этого составы одноэтажных слоев наиболее полно изученных минералов группы были нанесены на треугольник $Al_2(OH)_6-LiAl_2(OH)_6-Mg_2Al(OH)_6$. Такие координаты соответствуют составам хлоритовых межслоев чистых Al -, Li - и Mg -тосудитов и не зависят от природы обменных катионов смектита.

Как видно из рис. 5, составы тосудитов образовали 4 поля. Самое большое поле Li -тосудитов ограничено узкой полосой составов с содержанием 10% судоитового компонента (исключения 12,5 и 24%)¹. Содержания кукеитового компонента колеблются в пределах 38-81%. Четкого разделения по генетическим типам в этом поле не наблюдается, хотя тосудиты 4-го и 3-го типов занимают крайние позиции, а 5-го - промежуточную.

В поле Al -тосудитов оказались три точки, однако только тосудит из Намиву (см. рис. 5, т.10) занимает прочное положение. В двух других случаях содержание Li не определялось. В целом Al -тосудиты наиболее слабо изученная часть группы. Так, минерал из Такатамы [35] попадал в поле Al -тосудитов. После доизучения [36] в нем было обнаружено 1,16 мас.% Li_2O , что соответствует 75% кукеитового минала (т. 7). С большой степенью вероятности то же самое произойдет с минералами из Игашимы (т. 20) и Эренфридерсдорфа (т. 21).

Вообще Li в тосудитах стали систематически определять только с 1975 г. после открытия Li -тосудита в месторождении фарфорового камня

¹ В статье А.Б.Кольцова и др. "Условия образования и синтез Li -тосудита (ЗВМО. 1988. № 5. С. 615-622) приводятся данные о Li -тосудите из золоторудного проявления на Северо-Востоке СССР. По содержанию MgO (2,45 мас.%) он приближается к алушитам, но количество Li_2O заметно повышено (1,00 мас.%). Такому составу отвечает соотношение кукеит - 66%, судоит - 33, донбассит - 1% (т. 22 на рис. 5). Если учесть, что часть Mg занимает обменные позиции, то т. 22 должна будет несколько сместиться влево и вверх. Данный минерал является продуктом своеобразного скрещения 3-го и I-го генетических типов - золоторудные жилы (повышенные содержания Li) секут мезозойскую флишевую толщу (повышенные содержания Mg).

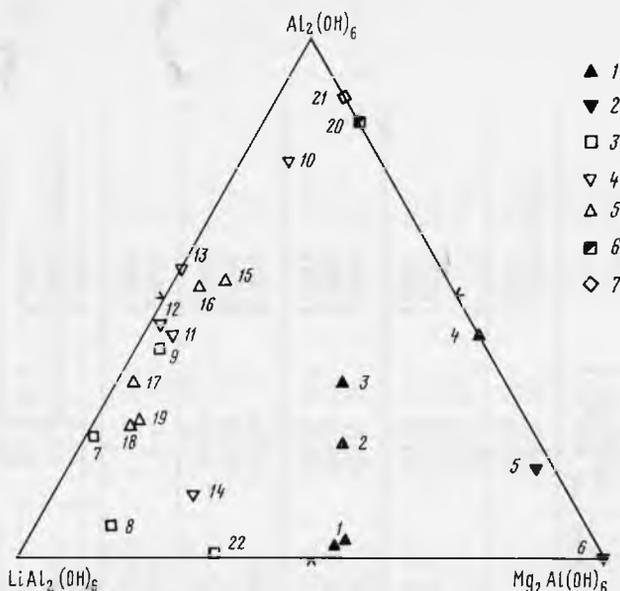


Рис. 5. Тройная диаграмма составов хлоритового межслоя минералов группы тосудита

I - первый генетический тип (см. текст): т. I - Научный, т. 2 - Юи [23], т. 3 - Приветное [8], т. 4 - Приветное [I]; 2 - второй генетический тип: т. 5 - Камикита [38], т. 6 - Ниида [30]; 3 - третий генетический тип: т. 7 - Такатама [35], т. 8 - Балей [I6], т. 9 - Белогорское [I9]; 4 - четвертый генетический тип: т. I0 - Намиву [26], т. II - Сан-Диего [25], т. I2 - Монтебра [24], т. I3 - Эшасьер [32], т. I4 - Карибиб [27]; 5 - пятый генетический тип: т. I5 - Хокуно [28], т. I6 - Уэби [29], т. I7 - Танияма [29], т. I8 - Тоохо [33], т. I9 - Какитани [36]; 6 - седьмой генетический тип: т. 20 - Игашима [40]; 8 - восьмой генетический тип: т. 2I - Эренфридерсдорф [37]

Тоохо [33]. До этого он был определен только в тосудитах редкометалльных пегматитов [26, 27]. Без учета содержания Li поле составов Mg-тосудитов лежало на стороне $Al_2(OH)_6$ - $Mg_2(OH)_6$, ограниченное содержаниями судоита от 50 до 100%. Имелся единственный анализ MgLi-тосудита из Юи (т. 2) с координатами: кукцит - 34%, судоит - 44, донбассит - 22%. После открытия Li в алушитах четко обозначилось поле MgLi-тосудитов с отношением судоита к куккиту, близким I:I, и содержанием донбассита от 2,5 до 33,5 мол.% (т. I-3). Логично ожидать, что т. 4 (алушит из Приветного [I]) после определения содержания Li окажется в промежутке между т. I и 3. Вместе с тем С.Шимода, систематически определявший содержание Li во многих японских тосудитах [36], отмечал, что он не характерен для Mg-тосудитов месторождений типа Куроко (максимальное содержание 0,05 мас.% Li_2O). Таким образом, в судоитовом секторе треугольника существуют два поля: собственно Mg-тосудитов, характерных для генетического типа 2, и MgLi-тосудитов, характерных для генетического типа I.

MgLi-тосудиты занимают особое место в группе не только по генетическому признаку и химизму (табл. 4), но и по характерным чертам рентгеновской дифракционной картины (см. табл. 3). Значения d_{001} у MgLi-тосудитов

Таблица 3

Рентганографические характеристики минералов группы тосудита из проявлений различных генетических типов

Генетический тип	Место находки	$d_{001}, \text{Å}$			$d_{060}, \text{Å}$	
		воздушно-сухой	насыщенный			прогретый до 400°C
			глицерином	этиленгликолем		
1	Научный	28,6+0,4	31,6	30,5	23,3	1,503+0,003
	Приветное [20]	28,5	32,0		23,6	1,497
	Приветное [8]	29,2		30,8	23,4	1,496
	Приветное [23]	28,9	31,5		23,1	
	Никитовка [6]	28,5		30,5	20,0	1,490
	Юи [23]	28,9	32,2	31,1	23,7	1,506
2	Курата [42]	29,8		31,8	23,7	1,506
	Камикита [38]	30,0		31,8	24,0	1,506
	Нида [30]	30,0	32,2		24,1	1,503
3	Белогорское [19]	27,27	31,75	30,95	23,0	1,489
	Балей [16]	28,8+0,5	32,1	31,1	24,0	1,506
	Такатама [35,36]	30,4		31,9	24,0	1,493
4	Эшасьер [32]	28,95		30,55	-	1,500
	Монтерба [24]	30,15		30,87	-	1,490
5	Тоохо [33]	29,4		31,6	23,1	1,492
	Какитани [36]	29,6+0,3		31,0	23,0	1,490
	Хокуно [28]	29,6+0,4		31,6	23,5+0,3	1,492
	Танияма [29]	29,3		31,2	22,8	
	Уэби [29]	29,3		31,55	22,8	
8	Эренфридерсдорф [37]	29,9	32,5	31,6	23,4	1,490

Примечание. (-) - после обработки рефлекс пропадает.

Таблица 4

Состав хлоритового межслоя минералов группы тосудита из проявлений различных генетических типов

Генетический тип	№ точки на рис. 5	Место находки	Li ₂ O, мас. %	MgO, мас. %	Формульные коэффициенты			Σ	Процентное содержание минералов		
					Li	Mg+Fe**	Al+Fe***		кукеит	судоит	донбассит
I	I	Научный	0,64-0,66	2,84	0,43-0,45	0,67	1,39	2,87	43	54,5	2,5
	3	Приветное [8]	0,45	2,14	0,28	0,77	1,45	2,50	28	38,5	33,5
	4	Приветное [1]	не опр.	3,17	-	1,16	1,53	2,69	0	58	42
	2	Юи [23]	0,51	2,09	0,34	0,88	1,54	2,76	34	44	22
2	5	Камикита [38]	0,05*	6,44	0,03	1,60	1,17	2,80	3	80	17
	6	Ниида [30]	сл.*	8,20	0,00	2,07	0,85	2,92	0	100	0
3	9	Белогорское [19]	0,90	0,25	0,56	0,07	1,90	2,53	56	3,5	40,5
	8	Балей [16]	1,27	0,99	0,81	0,25	1,76	2,82	81	12,5	6,5
	7	Такатама [35]	1,16*	0,08	0,75	0,02	1,84	2,61	75	1	24
4	I3	Эшасьер [32]	0,72	0,00	0,44	0,00	1,90	2,34	44	0	56
	I2	Монтебра [24]	1,60	0,17	0,53	0,04	1,89	2,46	53	2	45
	II	Сан-Диего [25]	1,70	0,84	0,52	0,09	1,72	2,32	52	4,5	43,5
5	I8	Тоохо [33]	1,04	0,29	0,68	0,13	1,90	2,71	68	6,6	25,4
	I9	Какитани [36]	0,87	0,51	0,66	0,15	1,66	2,47	66	7,5	26,5
	I5	Хокуно [28]	0,60	0,54	0,38	0,17	1,72	2,17	38	8,5	53,5
	I7	Танияма [29]	1,00*	0,28	0,63	0,07	1,65	2,35	63	3,5	33,5
	I6	Уэби [29]	0,66*	0,36	0,43	0,09	1,80	2,32	43	4,5	52,5

* По данным Шимоды и др. [36].

Примечание. Σ - сумма октаэдрических катионов хлоритового межслоя.

заметно ниже, чем у других минералов группы, а d_{060} принимает промежуточные значения между таковыми Mg- и Li-тосудитов.

Возвращаясь к статье "0 тосудите и алуштите" [21], хотелось бы отметить, что основными причинами дескридации алуштита были: 1) немоминеральность образцов и 2) тот момент, что ряд исследователей [18, 14] считали алуштитом каолиновый минерал смеси, а не смешанослойную фазу.

Относительно первого. Надо сказать, что авторы вообще были склонны приуменьшать количество "тосудита" в алуштитых. Так, из потери веса, сопровождающей термические эффекты при 115 и 240°C на термограмме из [12], следует, что содержание смешанослойной фазы в образце не менее 50% (менее 10%, согласно авторам). Что касается образца из Минералогического музея АН СССР, то сами авторы признают, что он содержит не менее 80% последней. При этом следует учесть, что количество кварца, загрязняющего алуштит, прямо зависит от способа отбора материала. Кроме того, кварц (4%) и брейнерит (6%) - неглинистые минералы и легко отделяются от глинистой фракции. Что касается последней, то не ясно, как "единичные чешуйки" гидрослюда могут составить 7%. Таким образом, алуштит обр. 13545 содержит более 90% смешанослойной фазы, что вполне согласуется с проведенными нами наблюдениями. Можно ли желать большей мономинеральности, когда речь идет о глинистых образованиях?

Относительно второго. В работе А.Е.Ферсмана [18], на которую ссылаются авторы, нет ни единого слова о каолиновой природе алуштита, как и о нем самом. Это и неудивительно, алуштит был описан 7 лет спустя.

С.П.Попов относил алуштит к каолиновым минералам, исходя из вида полученных им формул. Он видел аналогии в формулах каолина и мусковита, а не, скажем, альмандина или ортоклаза. Вместе с тем он писал, что дальнейшие исследования алуштита должны иметь целью окончательное доказательство его однородности и минералогической самостоятельности.

Г.А.Булкин ошибочно считал алуштит каолиновым минералом, но приписывал ему свойства именно смешанослойной фазы, а не сопутствующего ей диккита. Здесь же следовало бы напомнить авторам, что и сами они первоначально неверно определили природу смешанослойной фазы алуштита и что первым ее выяснил Ю.М.Королев, а не они.

Принимая во внимание сказанное выше и учитывая наличие как минимум двух находок мономинерального алуштита (причем одной из них приоритетной), название "тосудит" следовало бы дискредитировать как вторичное и недостаточно обоснованное, заменив его первоначальным названием "алуштит". Однако, учитывая, что за прошедшие годы тосудит прочно вошел в номенклатуру глинистых минералов, предлагается называть алуштиты ди-триоктаэдрические магнезиально-литиевые члены группы диоктаэдрических смешанослойных хлорит-сметитов, саму же группу - группой алуштита.

Хотелось бы закончить эту статью словами одного из основоположников отечественной минералогии В.М.Севергина. В 1815 г. он писал: "Когда открыли новое тело, то имеем полное право и должны дать ему новое имя. Но когда название заимствуется только от нового образа мыслей, от посторонних обстоятельств, случайным переменам подлежащих, то не могут они не запутать самого дела. Блестать изобретением новых названий в науке есть блеск для изобретателей лестный, но для науки вредный!" [17, с. VI].

Литература

1. Булкин Г.А. Об алуштите из Крыма // Зап. Всесоюз. Минерал. о-ва. 1961. Вып. 6. С. 740-747.
2. Двойченко П.А. Минералы Крыма // Зап. Крым. о-ва естествоиспытателей. 1914. Т. 4, часть неофициальная. С. 104.

3. Градусов Б.П. Катионозамещенные комплексы некоторых упорядоченных смешанослойных образований с лабильным 2:I пакетом // Зап. Всесоюз. Минерал. о-ва. 1968. Вып. 6. С. 681.
4. Дриц В.А., Шутов В.Д. Новая разновидность смешанослойного минерала из группы судюита // Литология и полез. ископаемые. 1966. № 4. С. 130-133.
5. Карташов П.М. О новой находке алушита в Крыму // Материалы XV науч. конф. молодых ученых МГУ. М.: Изд-во МГУ, 1988. С. 44-53.
6. Коваленко А.П., Большаков А.П. Тосудит - новый для ртутных месторождений Донбасса минерал // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229, № 6. С. 1440-1443.
7. Королев Ю.М. Результаты изучения аллевардита и алушита с применением дифрактометрического метода и некоторые соображения о систематике слоистых силикатов // Бюл. IV Пленума по изуч. глин. М., 1963. С. 85-97.
8. Королев Ю.М. О структуре Крымского алушита // Докл. АН СССР. 1965. Т. 165, № 5. С. 1160-1163.
9. Королев Ю.М. Электронографическое исследование и политипия тосудита // Кристаллография. 1970. Т. 15, вып. 6. С. 1152.
10. Королев Ю.М. Электронографическое исследование и политипия ректорита и алушита // Рентгенография минерального сырья. М., 1973. С.97.
11. Логвиненко Н.В., Франк-Каменецкий В.А. О так называемом алуштите // Докл. АН СССР. 1955. Т. 105, № 3. С. 554-557.
12. Логвиненко Н.В., Франк-Каменецкий В.А. Новые данные о так называемом алуштите // Там же. 1961. Т. 137, № 6. С. 1441-1444.
13. Панов Д.И., Бурканов Е.И., Гайдук В.В., Илькевич Д.Г. Новые данные по геологии триасовых и нижнеюрских отложений в междуречье Марты и Бодрака (юго-западная часть Горного Крыма) // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1978. № 1. С. 47-55.
14. Попов С.П. Новые данные об алуштите // Зап. Всесоюз. Минерал. о-ва. 1950. Вып. 4. 298-300.
15. Прокопенко П.Л. Накритовая жила Тотайкойского эруптива // Докл. АН СССР. 1928. № 18/19. С. 388-392.
16. Русинова О.В., Дриц В.А., Горшков А.И. Структурно-минералогическая характеристика смешанослойного кукеит-монтмориллонита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 10. С. 95-104.
17. Севергин В.М. Руководство к удобнейшему разумению химических книг иностранных, заключающее в себе химические словари: латинско-русский, французско-русский и немецко-русский, по старинному и новейшему словозначению, составленные трудами статского советника, академика и кавалера Василья Севергина. СПб.: Имп. Акад.Наук, 1815.
18. Ферсман А.Е. Минералы Крыма // Изв. Рос. Акад. Наук. 1907. Т. 1, полутом 1/2. С. 1-18.
19. Финько В.И., Дриц В.А., Слонимская М.В. Литиевый тосудит из гидротермально измененных пород Нижнего Приамурья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 12. С. 73-78.
20. Франк-Каменецкий В.А., Логвиненко Н.В., Дриц В.А. Диоктаэдрический смешанослойный глинистый минерал - тосудит // Зап. Всесоюз. Минерал. о-ва. 1963. Вып. 5. С. 560-565.
21. Франк-Каменецкий В.А., Логвиненко Н.В., Дриц В.А. О тосудите и алуштите // Минерал. сб. Львов. ун-та. 1968. Вып. 22, № 1. С. 70-74.
22. Франк-Каменецкий В.А. Рентгенография основных типов порообразующих минералов. Л., 1983. 160 с.

23. Brown G., Bourguignon P., Thorez J. A lithium-bearing aluminian mixed layer montmorillonite-chlorite from Huy, Belgium // *Clay Miner.* 1974. Vol 10, N 3. P. 135-144.
24. Creach M., Meunier A., Beaufort D. Tosudite crystallization in the caolinized granitic cupola of Montebbras, Creuse, France // *Ibid.* 1986. Vol. 21, N 2. P. 225-230.
25. Foord E., Starkey H., Taggart J. Mineralogy and paragenesis of pocket clays and associated minerals in complex granitic pegmatites, San Diego County, California // *Amer. Miner.* 1986. Vol. 71, N 3/4. P. 428-439.
26. Gomes Figueiredo C.S. Alteration of spodumene and lepidolite with formation of dioctahedral chlorite plus dioctahedral montmorillonite interstratifications with dioctahedral chlorite // *Mem. Notic. Mus. Miner. Univ. Coimbra.* 1967. Vol. 64. P. 32-57.
27. Heckroodt R.G., Roering C. A high-aluminous chlorite-swelling chlorite regular mixed-layer clay mineral // *Clay Miner.* 1965. Vol. 6, N 2. P. 83.
28. Ichikawa A., Shimoda S. Tosudite from Hokuno mine, Hokuno, Gifu prefecture, Japan // *Clays and Clay Miner.* 1976. Vol. 24, N 3. P. 142-148.
29. Kanaoka S. Long spacing clay minerals in Uebi stone from Ehime prefecture and Izushi stone from Hyogo prefecture // *J. Ceram. Assoc. Jap.* 1968. Vol. 76, N 871. P. 72-80.
30. Kimbara K., Nagata H. Clay minerals in the core samples of the mineralized zone of Niida, Southern Part of Odate, Akita prefecture, Japan, with special reference to the mineralogical properties of sudoite and tosudite // *J. Jap. Miner. Econ. Geol.* 1974. Vol 69, N 7. P. 239-254.
31. Maksimovic Z., Brindley G.W. Hydrothermal alteration of a serpentinite near Takovo, Jugoslavia, to chromium-bearing illite-smectite, kaolinite, tosudite and halloisite // *Clays and Clay Miner.* 1980. Vol. 28, N 4. P. 295-302.
32. Merceron T., Inoue A., Bouchet A., Meunier A. Lithium-bearing donbassite and tosudite from Echassieres, Massif Central, France // *Ibid.* 1988. Vol. 36, N. 1. P. 39-46.
33. Nishiyama T., Shimoda S., Shimosaka K., Kanaoka S. Lithium-bearing tosudite // *Ibid.* 1975. Vol. 23, N 5. P. 337-342.
34. Oinuma K., Hayashi H. Infrared study of mixed-layer clay minerals // *Amer. Miner.* 1965. Vol. 50, N 9. P. 1213-1227.
35. Shimoda S. New data for rosudite // *Clays and Clay Miner.* 1969. Vol. 17, N 3. P. 179-184.
36. Shimoda S., Kajiwara Y., Honma H., Nishiyama T. A Li-bearing tosudite and some mineralogical problems of tosudite found in Japan // *Sci. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba. Sect. B.* 1980. Vol. 1. P. 95-105.
37. Starke R., Landgraf K.-F., Felix S. Tosudite von Ehrenfriedersdorf - weitere mineralogische Daten // *Ztschr. geol. Wiss.* 1984. Bd. 12, N 4. S. 509-516.
38. Sudo T., Kodama H. An aluminian mixed-layer mineral of montmorillonite-chlorite // *Ztschr. Kristallogr.* 1957. Bd. 109, N 4/6. S. 379-387.
39. Sudo T. Mineralogical study on clays of Japan. Tokyo: Maruzen, 1959. 328 p.
40. Sudo T., Shimoda S. The clays of Japan // *Geol. Surv. Jap.* 1969. 155 p.

41. Sudo T., Takahashi H. The chlorites and interstratified minerals // The electron-optical investigation of clays / Ed. J.A. Gard. L., 1971. P. 277-300.
42. Sudo T., Takahashi H., Matsui H. On X-ray properties of the fireclay from Kurata Mine, Yamagushi prefecture // J. Geol. and Geogr. 1954. Vol. 24, N 1. P. 71-85.
43. Sun Shihua, Wu Meiqing, Lin Yaigao. Tosudite-dickite clay vien bearing tomsenolite: A new type of low temperature hydrothermal altered vien // Sci. geol. sinica. 1987. N 4. P. 348-357.

УДК 552.322.2:552.578.3(447)

В.Т. Лукьянова, Ю.М. Королев, В.Т. Попов,
Е.Д. Сынгаевский, А.М. Урманова

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЛОКНИСТОМ КЕРИТЕ
ИЗ ПЕГМАТИТОВ ВОЛЫНИ

Волокнистое углеродистое вещество (ВУВ), найденное в камерных пегматитах Коростенского гранитного массива и диагностированное как волокнистый керит (оксикерит) [2], представляет большой интерес в связи с проблемой образования углеродистых веществ (УВ) в интрузиях и выяснения условий возникновения редких в природе волокнистых форм. Дополнительные исследования образцов этого вещества позволяют более детально охарактеризовать морфологию, состав, молекулярную структуру, термические свойства, изотопный состав углерода и обсудить условия образования с привлечением материалов по искусственному синтезу углеродистых веществ.

Изученные образцы представляют собой большие (2x5x10 и 10x10x20 см) куски легкого черного "войлока" слоистой текстуры, состоящие из пластов и линз тонковолокнистого довольно плотного и грубоволокнистого вещества более рыхлого сложения (рис. 1). Толщина тонковолокнистых слоев порядка 0,5 см, грубоволокнистых - до 2 см и более. Толщина волокон в тонковолокнистых массах 0,003-0,015 мм, в грубоволокнистых - от 0,008-0,016 до 0,05 мм.

Внутренняя структура тонко- и грубоволокнистых масс различна (рис. 2). В тонковолокнистых агрегатах волоконца короткие, изогнутые, сложно переплетены друг с другом. Самые тонкие нити часто растут поодиночке или пучками с поверхности более толстых волокон, располагаясь под прямым или острым углом к ним. На многих волокнах имеются утолщения, покрытые короткими столбиками и волосками того же вещества (см. рис. 2, в). Нити и столбики черного цвета непрозрачные, тончайшие нити - просвечивающие бурые. Столбики на концах иногда полупрозрачные буроватые. Нити и столбики главным образом круглого сечения. Среди них часто обнаруживаются тонкие лентовидные волокна светлого золотисто-бурого и красновато-бурого цвета (рис. 2, г). Они располагаются свободно среди черных нитей или находятся в сростании со столбовидными формами. Ленты узкие длинные, очень тонкие с заостренными концами. Длина их достигает 0,3-0,5 мм при максимальной ширине 0,015-0,03 мм и толщине в доли микрона. Ленты часто слегка спирально изогнуты вокруг длинной оси. В наиболее тонковолокнистых массах (с волокнами 0,005 мм и меньше) количество лентовидных форм возрастает, в сростках появляются столбики с красновато-бурыми широкими плоскими концами.

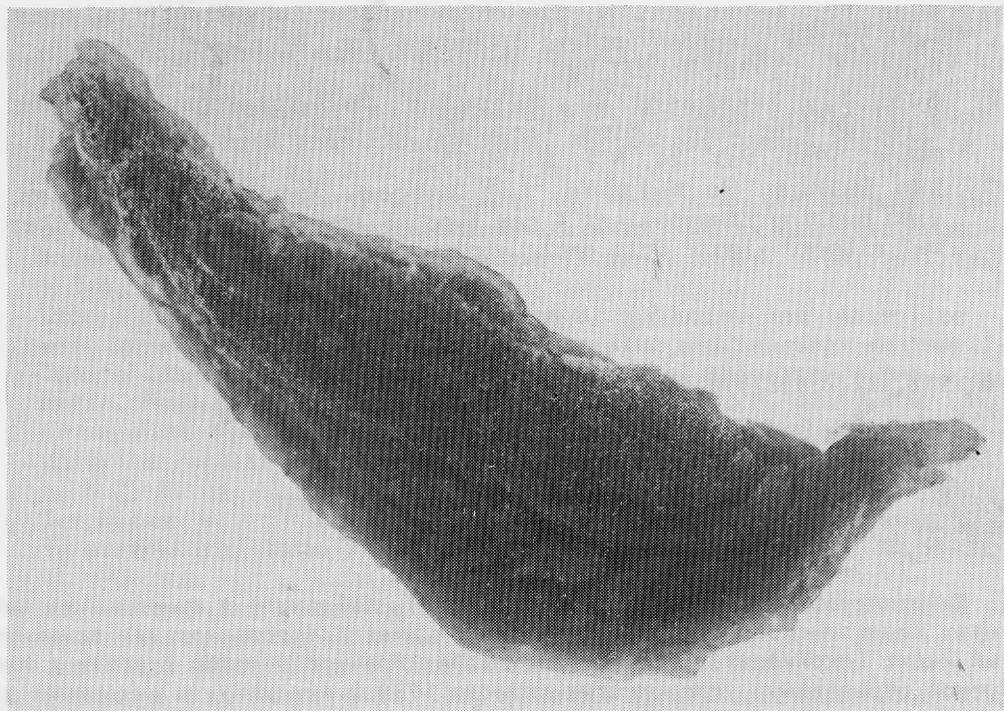


Рис. I. Волокнистое углеродистое вещество из пегматитов. Увел. 0,8

Грубоволокнистые массы состоят исключительно из черных длинных, до нескольких миллиметров, изогнутых и субпараллельно расположенных нитей разной толщины со сrostками из столбчатых форм. Все они имеют круглое сечение, поверхность их гладкая или неровная продольно-ребристая. Концы столбчатых форм округленные, часто полупрозрачные, красновато-бурные. Судя по морфологии волокнистых агрегатов, образование тонковолокнистых масс с лентовидными и плоскими формами происходило на завершающем этапе формирования ВУВ.

В грубоволокнистых массах обычно встречаются мелкие (0,5-0,7 мм) обломки кристаллов полуразложившихся полевых шпатов розового и серого цвета (микроклина, плагиоклаза), осколки полупрозрачного кварца, неправильные частицы слюды, а также хорошо образованные кристаллики бесцветного прозрачного кварца размером до 0,5 мм, мусковита - 0,5-1 мм, светло-фиолетового флюорита - до 0,2 мм и сферические радиально-лучистые сrostки игольчатых кристаллов цеолита (?) диаметром до 1 мм. Кристаллы флюорита бывают плотно оплетены нитями ВУВ, частицы и кристаллы слюд часто срослены с ними, а сrostки-сферы цеолита свободно "висят" в волокнистом УВ. По-видимому, все кристаллы образовались практически одновременно с ВУВ.

По химическому составу ВУВ неоднородно, имеются различия между грубо- и тонковолокнистыми разновидностями. Так, по сравнению с ранее исследованным образцом [2] ВУВ другого образца отличается меньшим содержанием углерода и большим - азота, кислорода и серы (табл. I). Тонковолокнистые разновидности являются более углеродистыми, чем грубоволокнистые, отношение $C/O+N+S$ возрастает.

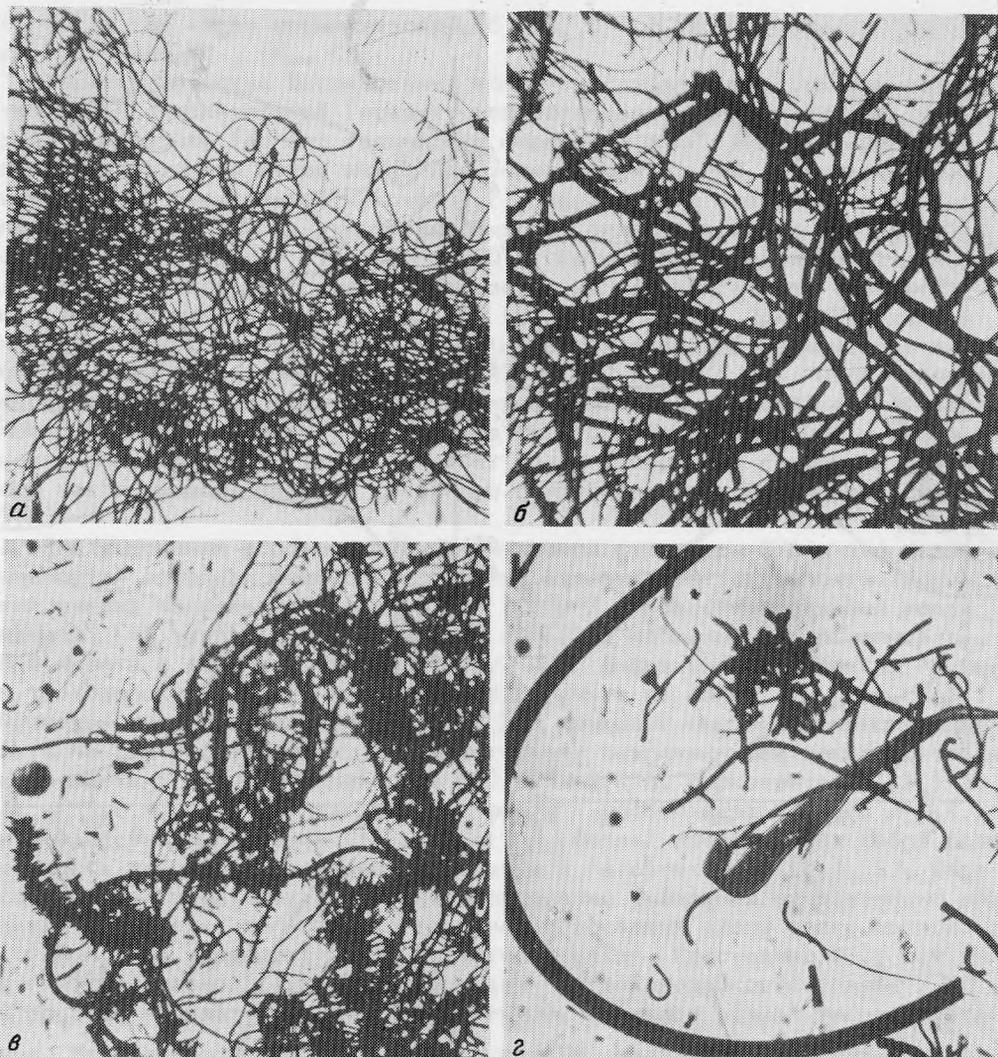


Рис. 2. Различные формы углеродистого вещества из пегматитов
 а - тонковолокнистые агрегаты, увел. 32; б - грубоволокнистые агрегаты, увел. 32; в - сrostки из столбчатых форм на волокнах круглого сечения ("гусенички"), увел. 100; г - лентовидное полупрозрачное волокно среди черных волокон круглого сечения, увел. 128. Препараты на глицерине, без анализатора

Состав элементов-примесей, установленный спектральным полуколичественным анализом в очищенном от минеральных включений грубоволокнистом УВ, следующий (в %): Si - 0,5; Al - 0,05; Na - 0,2-0,5; Ca - до 0,2; Mg - 0,01; Fe - до 0,2; Mn - 0,002; Ti - 0,005-0,2; Be - до 0,003; Mo - около 0,0001; U - около 0,03; Zr - около 0,003; Ni, Co, Cu - по 0,0002; Pb, La - по 0,003; As, Ba, Sr - по 0,01. ИК-спектр поглощения (ИК-спектрометр "Perkin Elmer") мало дифференцирован и характеризует ВУВ как сложное высокомолекулярное соединение. Интенсивное поглощение в интервале 1600-1000 см⁻¹ указывает на наличие в его структуре групп

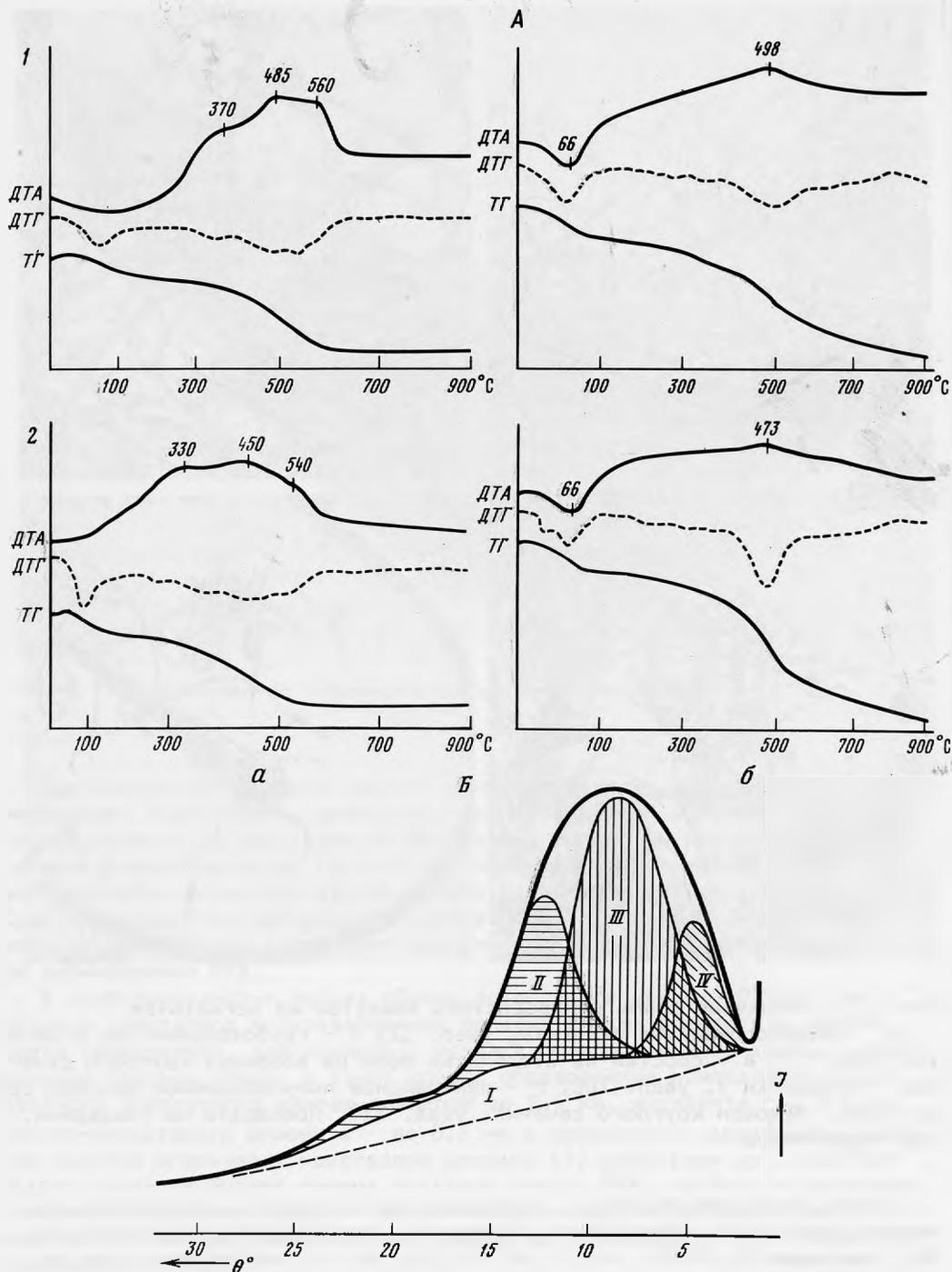


Рис. 3. Результаты физических исследований волокнистого углеродистого вещества

А - термограммы: 1 - грубоволокнистого, 2 - тонковолокнистого углеродистого вещества (а - в атмосфере воздуха, б - в инертной атмосфере); Б - рентгенодифрактограмма: I-IV - рентгенографические фазы

$\delta_{-1}^{13}\text{C}$, в том числе ароматических, С - С, С - N, а в интервале 3500-2800 см⁻¹ - групп OH, CH₂, CH₃.

Термографические исследования тонко- и грубоволокнистых разновидностей ВУВ в окислительной (воздух; дериватограф Q-I500 фирмы MOM, Венгрия) и инертной (аргон; термофлекс фирмы "Rigaku", Япония) атмосфере показали различия между ними. При термоокислительной деструкции тонковолокнистой разновидности (рис. 3,2) отмечается 3 экзотермических эффекта: при 330, 450 и 540°C, у грубоволокнистой они проявляются при более высоких температурах - 370, 485 и 560°C. Потеря массы происходит в четыре этапа. Наибольшая потеря наблюдается на третьем этапе, соответствующем экзотермическим максимумам 450 (2) и 485°C (1). При деструкции в инертной атмосфере на кривой ДТА отмечается один эндотермический пик при 66°C и один экзотермический - при 473°C (2) и 498°C (1), общая потеря массы составляет 43-44 абс.%. По термоаналитическим свойствам обе разновидности ВУВ соответствуют группе керитов. Тонковолокнистая разновидность менее термостойкая и обладает более однородным строением основной части макромолекул по сравнению с грубоволокнистой формой (см.рис. 3,А).

Для выяснения особенностей молекулярной структуры ВУВ и его разновидностей выполнен полуколичественный фазовый рентгенодифрактометрический анализ нескольких образцов ВУВ (ДРОН-2 с модернизированной коллимацией, CuK_α-излучение). Препараты готовили набивкой измельченной пробой кюветы с рабочим объемом 17x17x2 мм³. Дифракционные спектры грубо- и тонковолокнистых разновидностей ВУВ близки по форме (см. рис. 3,Б). Применяя интерпретационный метод [5], сложный максимум удастся разложить на ряд составляющих, соответствующих различным рентгенографическим компонентам: промежуточной фазе (I) с $d \approx 3,0$ Å, прографитовой (II) с $d \approx 3,6$ Å и двум углеводородным фазам - пробогхедовой (III) с $d \approx 4,7$ Å и неизвестного строения (IV) с $d \approx 9$ Å. Фаза I представляет собой совокупность разных углеводородных молекул с гетероатомами (O, N, S). Фаза II состоит из графитовых сеток, неупорядоченно смещенных относительно друг друга с размером областей когерентного рассеяния вдоль оси с порядка ≈ 20 Å, т.е. содержит шесть графитовых сеток. Расстояние С-С, как и в графите, равно 1,42 Å. Фаза III имеет "богхедоподобное" строение [3] и состоит из нафтеновых (гексаметиленовых) циклов разных типов сочетания. Расстояние С-С равно 1,50 Å. Фаза IV, очевидно, представляет собой углеводородный полимер с кислородными группами, присутствующий во многих природных УВ (бурых углях, оксикеритах и др.). Анализ дифракционных спектров ВУВ показал, что в структуре ВУВ преобладают графитоподобные и гексаметиленовые фазы (табл. 2). По совокупности и количественному соотношению рентгенографических фаз ВУВ близко органическим веществам гумусового ряда [3,4] и отличается от типичных керитов. Тонковолокнистые разновидности содержат больше компонентов II-IV фаз, меньше I и являются структурно более организованными по сравнению с грубоволокнистыми разновидностями.

Изотопный состав углерода тонко- и грубоволокнистого УВ соответственно $\delta^{13}\text{C} = -40,35\%$ (2) и $-40,80\%$ (1). Такие значения нехарактерны для УВ из интрузивных пород и свидетельствуют о преобладании в его структуре метильного углерода. Сильно облегченный состав изотопов углерода, возможно, обусловлен процессами разделения изотопов при образовании углеводородов и формировании ВУВ. Различия в изотопном составе углерода двух разновидностей ВУВ (1 и 2), по-видимому, объясняются разным соотношением структурно организованных и неорганизованных фаз (углерод нафтеновых, графитовых и других групп).

Таблица I

Химический состав (в %) разновидностей ВУВ

По данным анализа природного вещества						
Разновидность ВУВ	С	Н	N	(O+S)	H/C, атомн.	W + A
ВВ-1 грубоволокнистая	64,64	4,55	-	-		15,91
ВВ-2А грубоволокнистая	45,73	5,35	6,66	17,99	1,41	24,27
ВВ-2Б тонковолокнистая	50,17	5,35	7,15	17,45	1,28	19,88
ВВ-2В очень тонковолокнистая	51,90	5,20	7,42	18,83	1,20	16,59

Примечание. Аналитик И.Д.Обухович (ИГИРГИ).

Образование камерных пегматитов Вольни связывают с процессами преобразования гранитов остаточными газодонными растворами в стадию становления магматического очага и последующим пневмато-гидротермальным изменением пегматитовых тел в условиях снижения температуры (600 → 200 → 100°C) и давления (1100 → 200 атм) [6]. Флюиды, содержавшие углеводороды, проникали в занорыши по зонам трещиноватости и разломам, вдоль которых располагаются цепочки пегматитовых тел. В соответствии с условиями нахождения ВУВ [2] и последовательностью минералообразования в пегматитах [6] формирование ВУВ связано с накоплением и полимеризацией углеводородных газов, содержавшихся в гидротермальных раст-

Таблица 2

Соотношение (в %) рентгенографических фаз в разновидностях ВУВ

Разновидность ВУВ	Рентгенографическая фаза			
	I	II	III	IV
ВВ-2А грубоволокнистая	32	23	32	13
ВВ-2Б тонковолокнистая	24	26	34	16
ВВ-2В очень тонковолокнистая	13	28	40	19

По расчету на горючую массу								
C	H	N	(O+S)	S	H/C, мас. %	C/H, мас. %	C/O+N+S	cO
76,51	5,02	18	47	0,42	0,65	15,2	4,14	-0,11
60,38	7,06	8,79	23,75	-	0,11	8,55	1,86	-0,15
62,61	6,67	8,92	21,77	-	0,10	9,37	2,03	-0,13
62,29	6,23	8,89	22,57	-	0,12	9,99	1,95	-0,11

ворах, либо с их внезапным поступлением извне при тектонических подвижках. Полимеризация углеводородов осуществлялась в интервале температур 300–200°C при давлении 500–200 атм. Судя по морфологии УВ, полимеризация происходила из насыщенной углеводородами газообразной субстанции в условиях свободного соприкосновения растущих индивидов с газовой фазой. Волокнистые агрегаты рыхлые, волокна длинные с массой коротких заростков-столбиков, тончайших волосков и лентовидными формами. Это характерно для свободного взаимодействия новообразованных макромолекул УВ со средой. В противном случае, согласно [8], образуются свернутые структуры: глобулярные, фибриллярно-глобулярные и др. Механизм образования ВУВ в пегматитах пока неясен, однако данные по синтезу УВ из углеводородных газов позволяют высказать некоторые предположения.

Волокнистые, столбчатые формы и сростки УВ, подобные природным, получены в лабораторных условиях путем искусственного синтеза на разных подложках (алмазных, графитовых с металлическими катализаторами, металлических, кремнеуглеродных, кремнеокисных) из углеводородных газов (метана, этилена, ацетилен, бензола и др.) [7, 9–13]. "Усы" пироуглерода при температуре 1200–900°C в вакууме [9], 600–500°C и ниже при атмосферном давлении [7] образуются в течение нескольких секунд. Нити и столбики обычно полые. Полимеризация углеводородов и образование каталитического углерода происходит по карбенному механизму при участии катализаторов. Ими являются частички металлической пыли и окислов тяжелых металлов (Fe, Ni, Co). Они выполняют роль активных центров генерации свободного углерода. Углеводороды, взаимодействуя с окислами металлов, восстанавливают их с образованием карбидов и более легких углеводородов. Распад карбидов предопределяет появление свободного углерода,

который формирует углеродистые образования, способствуя росту нитей и столбиков УВ. По данным электронно-микроскопического исследования [9], "усы" пироуглерода состоят из центрального стержня, покрытого оболочками. Центральный стержень представляет собой ленту, закрученную в цилиндрическую спираль, шаг которой значительно больше толщины стержня. На поверхность стержня нарастают оболочки из дисперсных частиц углерода. Столбчатые формы образуются наслаиванием таких оболочек [9,13]. Со временем толщина внешних оболочек увеличивается, волокна и столбики утолщаются (в эксперименте в сотни раз за 30 мин). При синтезе получены также нити с локальными утолщениями, подобными природным сросткам [9].

Экспериментально установлено облегчение изотопного состава углерода продуктов синтеза УВ из метана по сравнению с исходным и обогащение пироуглерода тяжелым изотопом в процессе пиролиза ($\delta^{13}\text{C}$ от -67 до -40‰) [1]. Сходные особенности свойственны описанному природному ВУВ.

Морфология природного ВУВ, вероятные P-T условия его образования, несомненное наличие частиц катализаторов в газовых фазах и на поверхности минералов, в том числе Fe, Ni, Co, особенности молекулярной структуры, изотопный состав углерода свидетельствуют в пользу образования ВУВ из газов, подобно каталитическому углероду. Слабо закрученные в спирали лентовидные формы природных волокон и столбики в сростках можно параллелизовать с начальными формами роста пироуглерода.

Результаты проведенного исследования позволяют заключить, что волокнистое углеродистое вещество из пегматитов Вольни, отнесенное к группе керитов, представляет собой оригинальный продукт природного неорганического синтеза УВ из углеводородных газов. Тонкие особенности его морфологии могут быть ключом к пониманию механизма образования природных волокнистых форм углеродистого вещества.

Литература

1. Гаврилов Е.Я., Теснер П.А., Теплинский Г.И. и др. Изотопный состав алмаза и пироуглерода при росте из метана: (Тез. докл.)// Второе Всесоюз. Совещ. по геохимии углерода. М., 1986. С. 91-93.
2. Гинзбург А.И., Булгаков В.С., Василишин И.С. и др. Керит из пегматитов Вольни // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292, № 1. С. 186-191.
3. Королев Ю.М. Структура олекминского богхеда: Тез. докл.// IX Всесоюз. совещ. по рентгенографии минер. сырья. Казань, 1983. С. 52-53.
4. Королев Ю.М. Новые данные о преобразовании ископаемого органического вещества и степени его катагенеза, полученные рентгенографическим методом // Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985. С. 168-173.
5. Королев Ю.М. Рентгенографический фазовый анализ природных органических веществ // Материалы X Всесоюз. совещ. по рентгенографии минер. сырья. Тбилиси, 1986. С. 254-255.
6. Минералогия и генезис камерных пегматитов Вольни. Львов: Вища шк., 1973. 359 с.
7. Способ получения углеродного покрытия. Ю.А.Моисеев, В.Т.Попов, В.А.Штайнерт. А.с. II75906 СССР. Оpubл. 1985, Бюл. № 32.
8. Пеньков В.Ф. О надмолекулярном структурообразовании в природных твердых битумах // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276, № 2. С. 459-463.
9. Фиалков А.С., Сидоров И.М., Смирнов Б.М., Дюжиков Б.И. Особенности строения и роста нитевидных образований пироуглерода// Там же. 1973. Т. 211, № 1, С. 158-160.

10. Чесноков В.В., Буянов Р.А., Афанасьева А.Д. О зависимости энергии активации образований углеродистых отложений на металлическом железе от природы углеводородов // Кинетика и катализ. 1983. Т. 24, № 5. С. 1251-1254.
11. Audier M., Oberlin M., Coulon M., Bonnetain L. Morphology and crystalline order in catalytic carbon // Carbon. 1981. Vol. 19. P. 217-224.
12. Beker R.T.K., Barber M.A., Harris A.C. et al. Nucleation and growth of carbon deposits from the nickel catalyzed decomposition of acetylene // J. Catal. 1972. Vol. 26. P. 51-62.
13. Haastra H.B., Knippenberg W.F., Verspui J. Columnar growth of carbon // J. Cryst. Growth. 1972. Vol. 16, N 1. P. 71-79.

УДК 549.31

Л.А.Паутов, Д.И.Белаковский, Б.К.Баймагамбетов

СУЛЬВАНИТ: РЕВИЗИЯ ОБРАЗЦОВ ИЗ ФОНДОВ МУЗЕЕВ
И ЛИТЕРАТУРНЫХ ДАННЫХ, НОВАЯ НАХОДКА
В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ КИРГИЗИИ

В 1984 г. нами в Юго-Восточной Киргизии был обнаружен относительно редкий минерал сульванит. В доступной геологической литературе имеется более двадцати указаний на нахождение этого минерала в различных районах мира. Вероятно, это далеко не все находки сульванита. По части находок данные не опубликованы, а имеются лишь образцы в минералогических музеях. С другой стороны, в силу близости ряда свойств сульванита и колусита некоторые сообщения об обнаружении сульванита не могут считаться достоверными. В связи с этим была сделана попытка критического обзора литературы по этому вопросу и просмотр образцов сульванита из фондов музеев: Ленинградского горного института, Минералогического музея им. А.Е.Ферсмана АН СССР, минералогического музея МГРИ.

Достоверные находки сульванита. Сульванит был открыт Г.Гойдером в 1900 г. в южно-австралийском руднике Эдельвейс близ Бурра-Бурра по данным полных химических анализов (табл. 1), рассчитывающихся на идеальную формулу Cu_3VS_4 [27]. Порошкограмма, сделанная нами для образца сульванита из этого месторождения (музей ЛГИ), приведена в табл. 2. Следующая достоверная находка сульванита была сделана К.Шемппом и В.Шеллером в 1931 г. на руднике Меркур, штат Юта, США [32]. Приведены полный химический анализ, порошкограмма, оптические свойства минерала. Кристаллы сульванита с гранями {100}, {110}, {111} были обнаружены в грубозернистом белом кальците, образующем жилы в темном битуминозном тонкозернистом известняке. Забегая вперед, отметим, что в 1974 г. Дж. Доланским в такой же геологической ситуации сульванит был найден еще в одной точке штата Юта - руднике Торп-Хиллс [23]. В 1938 г. в виде тонкой вкрапленности в кальцитовых жилах в доломитах в ассоциации с халькопиритом сульванит диагностирован по оптическим свойствам и химическому составу в руднике Люфонф в Катанге, Конго [28]. Н.В.Петровской в 1940 г. под названием "сульванит" описан в ассоциации с борнитом, пиритом, халькопиритом минерал из гидротермального месторождения Лебедино на Алдане [11, 16]. Химический анализ показал преобладание

Таблица I

Химический состав (в мас.%) сульванита, приводимый различными авторами

Компоненты	I	2	3	4	5
Cu	51,47	52,27	49,40	45,8	51,3
V	13,85	13,89	3,60	14,6	13,5
As			7,16		
Se				4,6	
S	34,68	34,14	31,66	36,1	34,5
Сумма	100,0	100,0	91,82	101,1	99,3

Примечание. I - теоретический состав; 2 - рудник Эдельвейс, Южная Австралия, пересчет на 100% после вычитания 6,32% жильных минералов [27]; 3 - арсеносульванит, описанный Н.В.Петровской как "сульванит" из месторождения Лебединое, Алдан [11]; 4 - Цумеб, Намибия [26]; 5 - хр. Куйлю, Юго-Восточная Киргизия (наши данные).

мышьяка над ванадием в формуле минерала (см. табл. I). Выполненная Н.В.Беловым рентгенограмма минерала (см. табл. 2) соответствует рентгенограмме арсеносульванита из Монголии [8], который чуть позже был описан А.Г.Бетехтиным как новый минерал [3]. Таким образом, минерал Н.В.Петровской, судя по анализам, является арсеносульванитом [17,18]. Нами исследовался образец из материала Н.В.Петровской, предоставленный В.И.Степановым. В этом образце, сильно замещенном вторичными продуктами, помимо ковеллина, была обнаружена только одна относительно высокоотражающая фаза, энергодисперсионный спектр которой показал наличие меди, ванадия и серы и отсутствие мышьяка. На дебаеграмме фиксируются линии сульванита и ковеллина (чистого материала отобрать не удалось) (см. табл. 2). Лишь на одной из дебаеграмм, помимо линий сульванита, были отмечены линии, возможно, отвечающие арсеносульваниту. Видимо, здесь имеют место сростания этих двух минералов, как это отмечалось в соседнем районе [10]. Первое описание сульванита из СССР принадлежит С.А.Юшко [20,21]. Она обнаружила этот минерал в пластовых рудных телах полиметаллического месторождения Миргалимсай, хр.Каратау, Казахстан, в прожилках в карбонатных породах (главным образом в доломитах) с кварцем, баритом, халькопиритом, пиритом и др. В хр. Каратау и Джебеглинских горах в 1958 г. сульванит встречен Е.А.Анкинович в кварцевых прожилках, секущих пласты глинисто-антраксолитовых и кремнистых сланцев, известняков. В прожилках отмечался пирит, теннантит, молибденит [1]. В указанных районах прожилки с сульванитом распространены повсеместно, как и в проявлениях на Пай-Хое, где после сообщения А.М.Ивановой (цит. по [19]) сульванит описан из ряда точек Ф.Л.Смирновым и К.М.Премыслером, Н.П.Юшкиным с соавт., К.П.Януловым с соавт. [14,19,22]. Сульванит из этих проявлений изучен наиболее полно. Геологическая ситуация проявлений сульванита в этом регионе идентична таковым в

штате Юта, Конго, Каратау. В 1975 г. Г.Френзель описал сульванит в руднике Калабона на северо-западе Сардинии, где определение подтверждено микросондовым анализом. В рудах месторождения присутствуют халькозин, борнит, энэргит, "лазаревичит" [25]. Рудник Калабона имеет много общих черт с месторождением Бор в Югославии, где сульванит ассоциирует с теми же минералами, а также найден в сростаниях с колуситом и арсеносульванитом [7]. Ст.Страшимировым в 1982 г. было опубликовано полное исследование сульванита из медно-молибденового месторождения Медет, где этот минерал образует сростания с гипогенными халькозином, борнитом, пиритом, колуситом [15].

Часть проявлений сульванита известна по образцам из минералогических музеев. Так, в музее ЛГИ под № 158а/2 хранится образец сульванита с Таймырского полуострова с р. Ленивой, переданный под этим названием в музей В.А.Черепановым. Порошкограмма с этого образца приведена в табл. 2. В Минералогическом музее АН СССР имеются образцы арсеносульванита из Монголии (материал К.А.Ненадкевича, частично изученный А.Г. Бетехтиным). При исследовании этого материала выяснилось, что около половины образцов являются сульванитом (см. табл. 2). Точная привязка этого проявления неизвестна. Сами штуфы представляют собой кремнисто-глинистые сланцы с кварцевыми прожилками с изометричными зернами сульванита размером до 0,5 см, в значительной степени замещенных фольбортитом и малахитом. Внешне образцы очень схожи с образцами сульванита из Киргизии. Находки сульванита в Монголии также неизвестны в литературе.

Находки и упоминания сульванита, не подкрепленные необходимыми диагностическими признаками. В 1908 г. И.А.Антиповым были опубликованы сведения о сульваните из Тюя-Муюна [2]. Приведены данные о легкой растворимости обнаруженного минерала в соляной кислоте, что заставляет усомниться в правильности диагностики. В 1928 г. для минерала, описанного под названием "сульванит" из Сьерра-Кордова, Аргентина [33], был приведен лишь качественный анализ, что вызвало критику Г.Фребольда, считавшего, что за сульванит был ошибочно принят галенит [24]. В большинстве публикаций о сульваните из гидротермальных месторождений, появившихся с 50-х годов, отмечается очень мелкий размер выделений минерала. В связи с этим не всегда однозначна его диагностика. Например, для сульванита из Змеиногорского месторождения на Алтае [4] и с Северного Кавказа [13] приведены данные качественного микрохимического и спектрального анализов на ванадий и приблизительно определена отражательная способность. Этих данных недостаточно для отличия сульванита от минералов группы колусита, поэтому вопрос о наличии этого минерала в указанных месторождениях остается открытым.

В гидротермальном месторождении в Шахтаминском районе Восточного Забайкалья в ассоциации с сульфидами меди и железа, а также с вольфрамитом и шеелитом В.Н.Зуевым описан сульванит, цементирующий раздробленные зерна кварца и сульфидов [5,6]. Химический состав, почти точно отвечающий теоретическому, и рентгенограмма весьма близки к данным для австралийского сульванита. Однако в статье не сообщается об условиях проведения анализов, нет сведений об аналитиках и лабораториях. В 1966 году Ю.И.Назаров со ссылкой на Э.И.Кахадзе привел сведения о находке сульванита в Маднеульском колчеданно-полиметаллическом месторождении в виде тонкой взвешенности в пирите первой генерации [9]. Размер выделений не позволил провести надежную диагностику, но интересно отметить, что в такой же ситуации сульванит отмечен и в руднике Калабона. Сульванит в ассоциации с сульфидами из месторождения Челопеч в Бол-

Таблица 2

Межплоскостные расстояния (в Å) сульванита, арсеносульванита и германиевого колусита

hkl	Сульванит							
	1		2		3		4	
	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
100	4	5,47	9	5,46	4	5,40	8	5,37
111	9	3,13	10	3,12	5	3,12	9	3,11
200	1	2,70	3	2,72	3	2,70	3	2,70
210	3	2,42	7	2,43	4	2,42	5	2,41
220	10	1,917	10	1,914	10	1,913	10	1,901
300, 221	4	1,805	5	1,805	5	1,801	4	1,793
311	3	1,636	6	1,632	5	1,633	6	1,622
222					1	1,559	1	1,555
320	1	1,499	3	1,498	2	1,500	3	1,493
400	3	1,367	4	1,348	4	1,351	5	1,348
410, 322	2	1,304	2	1,310	3	1,309	4	1,306
331	2	1,245	3	1,239	3	1,239	5	1,236
420			1	1,208	1	1,207	1	1,206
421	1	1,181	2	1,178	3	1,180	3	1,178
422	10	1,101	8	1,102	10	1,101	9	1,099
511, 333	5	1,039	3	1,037	1	1,038	4	1,037
520, 432	3	1,002	3	1,001	1	1,002	4	1,001

Параметры

ячейки, А $a=5,397\pm 0,005$ $a=5,391\pm 0,005$ $a=5,391\pm 0,005$ $a=5,390\pm 0,005$

Примечание. 1 - Бура-Бура, Южная Австралия (музей ЛГИ, обр. I58a/1); 2 - месторождение Лебединое, Алдан (обр. Н.В.Петровской), исключены линии малахита; 3 - Таймырский полуостров (музей ЛГИ, обр. I58a/2); 4 - Монголия (музей АН СССР, обр. 63318); 5, 6 - хр. Куйлю, Киргизия; 7 - месторождение Лебединое, Алдан [17]; 8 - Цумб, Намибия (музей АН СССР, обр. 76269). Условия съемки: 1-4, 6, 8 - камера

гари отмечен Г.Терзиевым. Однако С.Страшимиров считает эту находку недоказанной [15].

В завершение списка следует сказать об упоминании П.Рамдором без приведения полных данных находок сульванита в Кирка-Груде, Фракия, Греция [31], и "минерала, похожего на сульванит", во Фрайберге, ГДР [12], и в Италии [30]. И наконец, необходимо особо отметить необычную находку германийсодержащего сульванита в неокисленных горизонтах одного из

Сульванит				Арсеносульванит		Германиевый колусит	
5		6		7		8	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
100	5,39	9	5,44			2	5,45
74	3,12	7	3,13	Яркая	2,99	1	4,80
19	2,698	1	2,70			2	4,36
31	2,411	4	2,45			10	3,09
100	1,906	10	1,920	Яркая	1,83	1	2,84
27	1,796	5	1,809			4	2,67
36	1,626	4	1,643			1	2,53
		1	1,568	Яркая	1,59	1	2,39
14	1,494	3	1,501			1	2,27
36	1,348	4	1,351			9	1,880
27	1,307	3	1,311	Слабая	1,29	1	1,828
12	1,237	3	1,243			1	1,774
8	1,212	2	1,211	Средняя	1,19	7	1,601
8	1,176	4	1,81			1	1,564
50	1,100	10	1,104			3	1,533
		4	1,040	Яркая	1,06	1	1,445
		4	1,002	Яркая	1,00	1	1,344
				Средняя	0,92	4	1,325
				Яркая	0,84	5	1,217
						3	1,185
						1	1,094
						8	1,082
						6	1,020

$$a=5,390\pm 0,003 \quad a=5,399\pm 0,008$$

РКД-57, 3 мм, анод Fe, фильтр - Mn, препарат - резиновый шарик, введены поправки на поглощение и эффективный диаметр камеры; 5 - дифрактометр УРС 50 ИМ, анод Fe, без фильтра, В-линии исключены, скорость счетчика - 0,5 град/мин, внутренний стандарт - кремний. Аналитики: Д.И.Белаковский, Б.К.Баймагамбетов, Л.А.Паутов (лаборатория МГРИ).

рудных тел Цумеба, Намибия [26]. Настораживает тот факт, что микрозондовый анализ показывает (см. табл. I) отрицательную корреляцию германия и меди. Отсутствие рентгеновских и полных оптических данных не дает уверенности в правильности диагностики. Изученный нами образец германийсодержащего сульванита из Цумеба из Минералогического музея им. А.Е.Ферсмана (№ 76269) оказался Ge-колуситом (см. табл. I, 2, рис. I).

Сульванит из Юго-Восточной Киргизии. Сульванит в этом районе

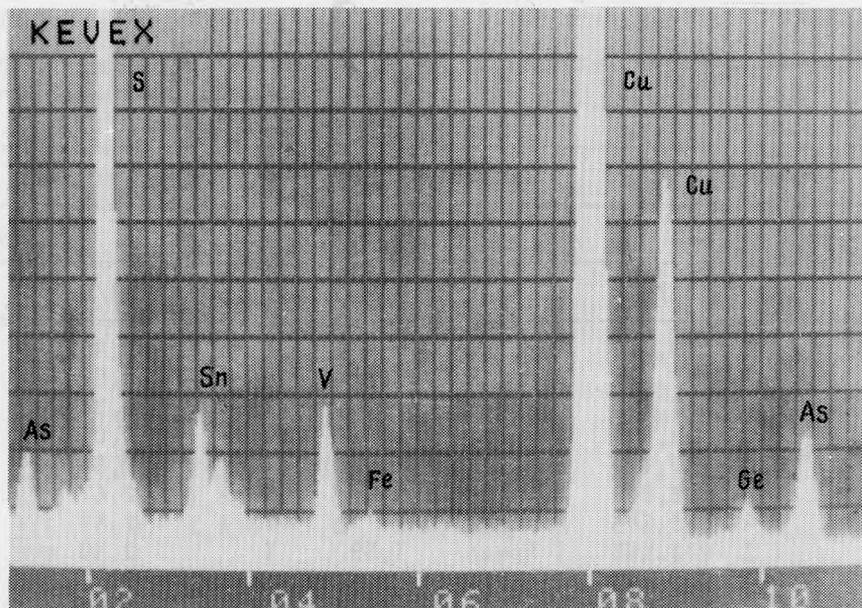


Рис. 1. Рентгеновский энергодисперсионный спектр обр. 76269 Минералогического музея АН СССР, записанного как Ge-сульванит

встречен в кварц-карбонатных жилах в правом борту р. Куйлю, почти напротив устья руч. Сарычат. Район находки сложен толщей нижневизейских углеродистых пород, образующих крутую моноклираль, осложненную мелкой складчатостью, разрывными нарушениями и дайками интенсивно альбитизированных пород. Приводораздельную часть слагают граниты Сарыджазского батолита, имеющие тектонический контакт с осадочной толщей. Сульванитсодержащие жилы имеют невыдержанную мощность, в среднем 20 см, и располагаются субсогласно углеродистым окремнелым алевролитам. Жилы сложены молочно-белым кварцем с многочисленными кавернами и гнездообразными скоплениями кальцита, размером до 5 см, и изобилуют обломками вмещающих пород. Иногда отмечается обрастание этих обломков доломитом с образованием кокардовых текстур. Жилы повсеместно будинированы, а в кварце нередки сутуроподобные швы, выполненные углеродистым материалом. Примечательной особенностью является резкий и неприятный запах, появляющийся при раскалывании и особенно при распиловке кварца из этих жил.

Сульванит распределен неравномерно. Чаше его скопления приурочены к кварцу, реже - к границе кварца с кальцитом; зерна минерала близки к изометричным, размер от долей миллиметра до 3-5 мм, реже до 15 мм. Наблюдаемые в полированном шлифе границы срастания сульванита с кварцем волнистые, хотя почти всегда угадываются сечения куба. Кристаллы, вытравленные из кварца плавиковой кислотой, имеют резко неровную поверхность, напоминают скелетные кристаллы. Кроме сульванита в описываемых жилах обильны винно-желтые зерна клейофана (до 2 мм), редко отмечаются пирит и блеклая руда. Срастаний сульванита с указанными минералами не встречено. Цвет сульванита в свежем сколе бронзово-желтый, слегка тускнеющий на воздухе. Спайность совершенная по (100), часто хорошо проявляется при полировке (рис. 2, а). Треугольники выкрашивания, часто

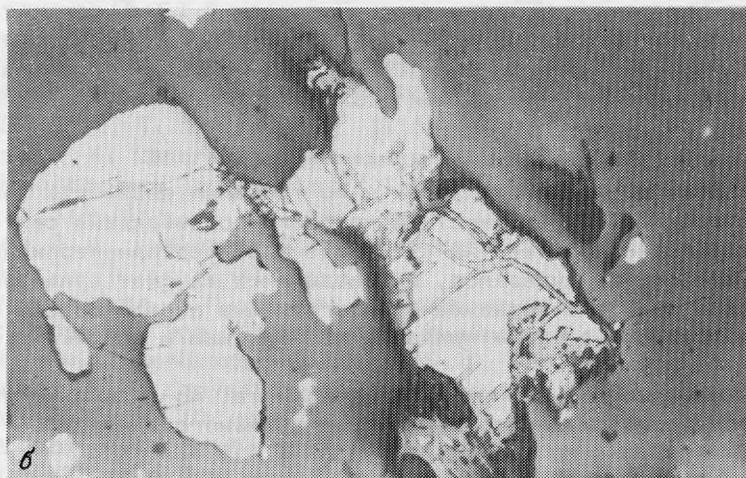
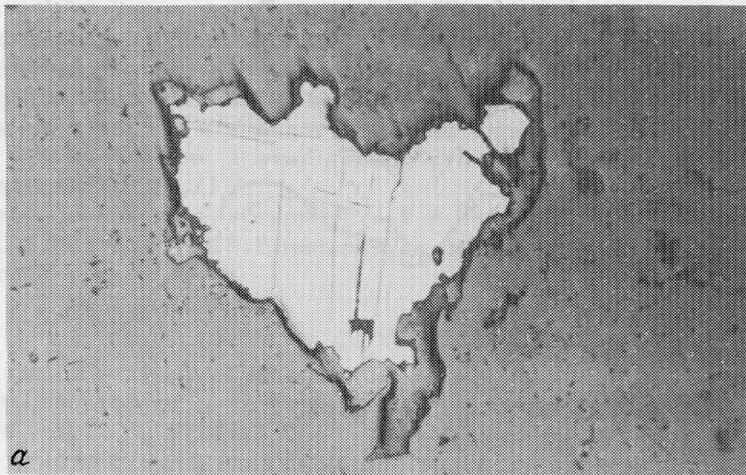


Рис. 2. Сульфаниит из Киргизии

а - зерно сульфаниита в кварце. Видны трещины спайности, проявившиеся при полировке. По краям зерна - кайма фольбортита; б - замещение сульфаниита фольбортитом по трещинам, полир. шлиф, увел. 45

отмечаемые в литературе, не наблюдались. Микротвердость определена на приборе ПМТ-3 при нагрузке 50 г (тарирован по NaCl при P = 10 г.) Е.В.Галускиным и составляет 139,56 кгс/мм², колебания в пределах 138,9-145,56. Отражательная способность определена Н.И.Зенкиной на приборе МСФ-10 (эталон - металлический кремний, зонд - 0,3 мм). Спектр отражения аналогичен приведенным в литературе (рис. 3). Плотность, измеренная в жидкости Клеричи иммерсионным методом, - 4,0 г/см³, вычисленная - 3,92 г/см³. Рентгенограмма приведена в табл. 2. Химический состав определялся в лаборатории МГРИ на рентгеновском микроанализаторе MAP-2 В.Д.Бегизовым. Размер зонда 3 мкм, ускоряющее напряжение 35 кВ, ток 80-100 мА, эталоны - химически чистые медь и ванадий, пирит. Аналитические линии для всех элементов - K_{α} . Вводились поправки на атомный номер, поглощения, характеристическую флюоресценцию.

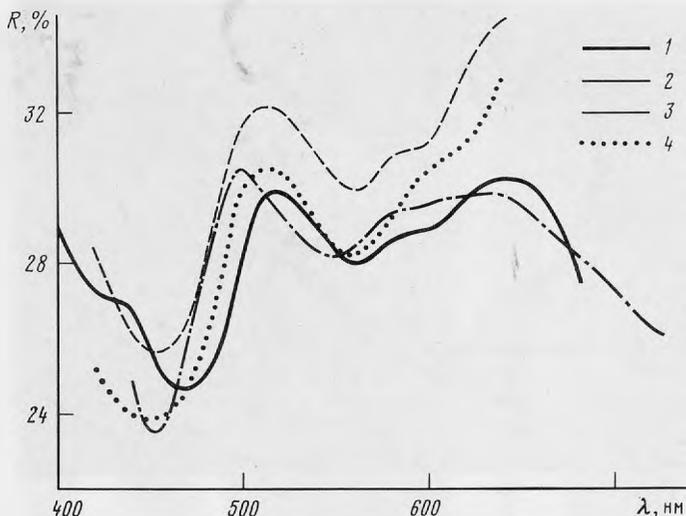


Рис. 3. Кривые дисперсии отражательной способности сульванита
 1 - хр. Куйлю, Киргизия (наши данные); 2 - Пай-Хой [19]; 3 - рудник Меркур, штат Юта, США [29]; 4 - рудник Бурра-Бурра, Южная Австралия [29]

Сульванит часто по периферии зерен и по трещинам спайности замещен фольбортитом (рис. 2, б), диагностика которого подтверждена рентгенометрически и определением состава на стереоскане с энергодисперсионной приставкой. Из гипергенных минералов, развивающихся за счет сульванита, широко встречается малахит, образующий агрегативные псевдоморфозы по сульваниту с фольбортитом, а также примазки по трещинам и корочки в кавернах кварца.

Источником ванадия для образования сульванита, по-видимому, являлись вмещающие породы, содержащие по данным спектрального анализа $(6-16) \cdot 10^{-2} \%$ этого элемента при среднем содержании $9 \cdot 10^{-2} \%$.

Образцы сульванита из Юго-Восточной Киргизии переданы в минералогические музеи АН СССР, ЛГИ, МГРИ.

Типы ассоциаций сульванита. Приведенные выше данные показывают довольно ограниченный набор ассоциаций сульванита. Он встречается в кальцитовых, кальцит-кварцевых, кварц-кальцитовых жилах с преобладанием кальцита или кварца в зависимости от залегания жил среди битуминозных известняков или глинисто-антраксолитовых, глинисто-кремнистых сланцах, причем во всех случаях вмещающие породы содержат органическое вещество. Кроме главных минералов жил и сульванита, здесь встречаются доломит, сфалерит, пирит, блеклые руды, халькопирит. Сульванит в таких проявлениях достигает относительно крупных размеров (до 2 см). Возникновение сульванитсодержащих жил, по-видимому, связано с перераспределением вещества при метаморфизме осадочных толщ. Источником меди, серы и ванадия, вероятно, также явились вмещающие породы. К такому типу минерализации относятся проявления в Катанге, Северном Каратау, штате Юта, Пай-Хое, Киргизии, Монголии.

Другая ассоциация сульванита - колусит, энаргит, халькозин, ковеллин, блеклые руды, пирит, халькопирит и др. в полиметаллических месторождениях. Как правило, для сульванита в этой ассоциации характерны мелкие размеры выделений, встречаемость в разных зонах одного кристалла вмес-

те с минералами группы колусита. К проявлениям этого типа относятся Бор в Югославии, Калабона в Сардинии и др. Источник ванадия – также вмещающие породы. Характерный пример – проявления в Джебаглинских горах, где сульфанит известен и в жилах перекристаллизованного кальцита в известняках и в залегающих в этих толщах стратиформных свинцово-цинковых месторождениях [1,20,21].

Авторы выражают благодарность В.И.Иванову, В.И.Степанову, Н.Н.Девниной, Е.Е.Поповой и М.В.Румянцеву за помощь в исследовании и подборе материала.

Литература

1. Анкинович Е.А. Сульфанит из горизонта глинисто-антраксолитовых сланцев Каратау и Джебаглинских гор // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1958. № 1. С. 29-37.
2. Антипов И.А. О некоторых минералах из русских месторождений // Горн. журн. 1908. Т. 4, № 12. С. 29-37.
3. Бетехтин А.Г. О новом минерале арсеносульфаниде // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1941. Ч. 70, вып. 2. С. 161-164.
4. Гармаш А.А. Парагенезис поздних гипогенных сульфидов в рудах Змеиногорского полиметаллического месторождения на Алтае // Докл. АН СССР. 1958. Т. 120, № 5. С. 1110-1113.
5. Зуев В.Н. Парагенезис ванадиевых минералов в одном из месторождений Восточного Забайкалья // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1959. Вып. 9. С. 176-184.
6. Зуев В.Н. Сульфанит Восточного Забайкалья // Науч. тр. "Гиредмет". 1966. Т. 16. С. 41-42.
7. Качаловская В.М. и др. Колусит, арсеносульфанид и сульфанит из месторождения Бор, Югославия // Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Л., 1975. С. 98-104.
8. Михеев В.И. Структура арсеносульфанида // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1941. Ч. 70, вып. 2. С. 165-184.
9. Назаров Ю.И. Особенности формирования и прогноз глубинных месторождений медноколчеданной формации Южной Грузии. М.: Недра, 1966. 172 с.
10. Новиков В.П., Бегизов В.Д., Ильменёв Е.С. К характеристике арсеносульфанида // Изв. вузов. геология и разведка. 1974. № 9. С. 181-183.
11. Петровская Н.В. Сульфанит из золоторудного месторождения Лебединое. Докл. АН СССР. 1941. Т. 32, № 6. С. 427-429.
12. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. Изд-во иностр. лит. М., 1962. 1132 с.
13. Смирнов Ф.Л. Редкие минералы в борнитовых рудах медноколчеданного месторождения на Северном Кавказе // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1959. Вып. 10. С. 174-176.
14. Смирнов Ф.Л., Премислер К.М. Сульфанит в кварцево-карбонатных жилах Пай-Хоя // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1967. Ч. 96, вып. 1. С. 100-104.
15. Страшимиров С. Сульфанит и колусит от медно-молибденового находище Медет // Геохимия, минералогия, петрология. 1982. Т. 15. С. 57-60.
16. Фасталович А.И., Петровская Н.В. Характер оруденения Лебединого золоторудного месторождения // Сов. геология. 1940. № 2. С. 54-65.

17. Хорошилова Л.А. Рентгеновское изучение арсеносульванита // Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. 1978. Вып. 24. С. 71-79.
18. Хорошилова Л.А. Кристаллохимия и морфология минералов группы колусита и их структурных аналогов: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, 1987. 20 с.
19. Юшкин Н.П., Брызгалов И.А., Янулов К.П. Минералогия и физические свойства сульванита // Минералы и парагенезисы минералов гидротермальных месторождений. Л.: Наука, 1974. С. 76-93.
20. Юшко С.А. Минералогия свинцово-цинкового оруденения хребта Каратау // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1957. Т. 32, вып. 6. С. 139.
21. Юшко С.А. Сульванит в свинцово-цинковых рудах хребта Каратау // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1961. Вып. II. С. 215-219.
22. Янулов К.П., Хорошилова Л.А., Юшкин Н.П. О морфологии и структуре кристаллов сульванита из месторождений Пай-Хоя // Тез. докл. V Межвед. совещ. по рентгенографии минер. сырья. Киев, 1972. С. 51-52.
23. Dolanski J. Sulvanite from Thorpe Hills, Utah // Amer. Miner. 1974. Vol. 59. P. 307-313.
24. Frebold G. Über das Vorkommen des Sulvanite in der Sierra Cordova, Argentinien // Zentr.-Bl. Miner. Geol. und Paläontol. Abt. A. 1928. S. 27-28.
25. Frenzel G. et al. The Calabona copper ore deposit of Alghero Sardinia // Neues Jb. Miner. Abh. 1975. Bd. 125, H. 2. S. 107-155.
26. Geier B., Ottemann J. New primary V; Ge; Ga; Sn-minerals from the Pb-Zn-Cu deposits, Tsumeb, S-W Africa // Miner. deposita. 1970. Vol. 5, N 1. P. 29-40.
27. Goyder G.A. Sulvanite a new mineral // J. Chem. Soc. Trans. 1900. Vol. 77. P. 1094-1097.
28. Jamotte A. Sur la presence de sulvanite au Katanga meridional // Bull.Soc.belg.geol.,paleontol.et hydrol.1938.Vol.48,N 3.P.500-504.
29. Levy C. Contribution a la mineralogie des sulfures de cuivre dy type Cu₂X₄ // Mem. Bur. rech. géol. et minières. 1966. Vol. 54. P. 127-149.
30. Orlandi P., Merlino S., Duchi G. et al. Colusite: a new occurrence and crystal chemistry // Canad. Miner. 1981. Vol. 19. P. 423-427.
31. Ramdohr P. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. B., 1969. 1174 s.
32. Schempp C.A., Schaller W.T. Sulvanite from Utah // Amer. Miner. 1931. Vol 16. P. 557-562.
33. Wiedemann H.H. Zentr.-Bl. Miner. Geol. und Paläontol. Abt. A. 1928. S. 203-204.

М.С.Сахарова, Т.В.Посухова, С.К.Ряховская

МОРФОГЕНЕТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА САМОРОДНОГО СЕРЕБРА

Морфология и внутреннее строение самородного серебра относятся к важнейшим типоморфным признакам, отражающим особенности его генезиса. Формы выделения самородного серебра, строение минеральных агрегатов, рельеф поверхности и другие микроморфологические признаки определяются условиями возникновения его индивидов - механизмом и кинетикой кристаллизации, концентрацией и особенностями питающей среды, температурой, давлением и другими факторами. Вместе с тем ряд морфологических признаков серебра конвергентен, и сходные формы могут возникать в различных условиях. В связи с этим при изучении генезиса индивидов серебра целесообразно использовать совокупность морфологических, субструктурных и других признаков его индивидов.

Комплексный подход к изучению серебра позволяет реконструировать условия его кристаллизации и установить генетическую природу, что имеет важное практическое значение. Вместе с тем в отличие от самородного золота, морфогенетические признаки самородного серебра продолжают оставаться недостаточно изученными.

Образование самородного серебра связано с эндогенными гидротермальными процессами, с явлениями регенерации серебра в эндогенных условиях и с зонами гипергенеза рудных месторождений. Эндогенное самородное серебро развито преимущественно в средне-низкотемпературных гидротермальных месторождениях, среди которых важнейшими минеральными типами с его самородной формой являются серебряные и золото-серебряные месторождения малых и средних глубин, развитые в вулканогенных областях. Эндогенное серебро часто встречается в месторождениях благородной серебряной формации (серебро-арсенидных), менее оно проявлено в серебро-оловянных типах. Известностью пользуется тип карбонатных жил с самородным серебром (месторождение Консберг, Норвегия).

Гипергенное самородное серебро широко распространено в зонах окисления и цементации серебряных и серебросодержащих типов месторождений - золото-серебряных, серебро-арсенидных, серебро-полиметаллических. Оно также проявлено в колчеданных, полиметаллических и некоторых других типах.

Процессы регенерации серебра, сопровождающиеся возникновением его самородной формы, остаются недостаточно раскрытыми. Однако высокая подвижность Ag позволяет считать, что подобные явления имеют место в ряде типов месторождений. Регенерация серебра обычно связана с поздними стадиями формирования сереброносных ассоциаций, с многостадийностью процесса рудообразования, сопровождающейся температурными инверсиями, явлениями внутрирудного метаморфизма либо переотложением серебра в полигенных образованиях или при последующем метаморфизме.

В настоящей работе обобщены результаты морфогенетического изучения эндогенного, регенерированного и гипергенного самородного серебра из месторождений золото-серебряной формации вулканогенного пояса Востока СССР, разбираются морфоструктурные особенности серебра, полученного экспериментально при моделировании процессов его образования в различных условиях и дается морфогенетическая классификация самородного серебра.

Изучение морфологических особенностей самородного серебра проводилось методами просвечивающей (ЭВМ-100Л) и растровой ("Квик-Скан-107, СИА; JSM-T20", Япония; "Самскап-4", Англия) электронной микроскопии в лабораториях геологического факультета МГУ.

Исследования проводились методом одноступенчатых реплик с частиц серебра или двухступенчатых угольно-коллоидных реплик, полученных с предварительного протравленного шлифа. В первом случае выделения самородного серебра наклеивались на стекло и напылялись тонким слоем угля. Полученные реплики отделялись растворением зерен серебра в HNO_3 . Двухступенчатые реплики готовили с помощью размягченной коллодиевой пленки, которую после получения отпечатка поверхности аншлифа напыляли углем и растворяли в ацетоне. Методом растровой электронной микроскопии были изучены свежие и протравленные в HNO_3 (1:1) сколы полиминеральных агрегатов и отдельные мономинеральные выделения. Образцы предварительно очищались в спирте на ультразвуковом диспергаторе УЗД-2 в течение 5-10 мин. Исследовались напыленные углеродом (толщина пленки - десятки Å), а затем золотом (около 100 Å) образцы, что позволило избежать явления зарядки поверхности образцов и повысить коэффициент вторичной эмиссии при увел. 35-100000 в высоковольтном режиме, что обеспечивало глубину резкости изображения 0,6-0,8 мм и разрешение до 100 Å . Широкий диапазон рабочих увеличений обеспечивал возможность наблюдений макро- и микроструктурных особенностей минералов.

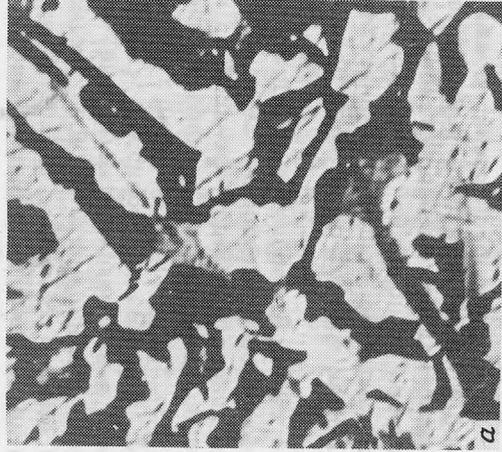
Эндогенное самородное серебро

Кристаллизация самородного серебра из гидротермальных растворов связана преимущественно с поздними продуктивными стадиями рудоотложения, в которых оно выделяется в ассоциации с поздними сульфидами и сульфосолями или завершает их образование. Оно может быть представлено несколькими генерациями и связано также с более ранними стадиями процесса, в которых обычно тяготеет к сульфидам или сменяет их образование. К основным причинам, обуславливающим возникновение самородного серебра, относятся: 1) окислительно-восстановительные реакции, приводящие к образованию его самородной формы; 2) изменение физико-химических параметров гидротерм - температуры, давления, степени пересыщения растворов; 3) высокая концентрация Ag при низких парциальных давлениях серы; 4) наличие в рудах активных осадителей серебра - сульфидов (галенит, пирит, халькопирит), родонита, Mn-карбонатов и др.

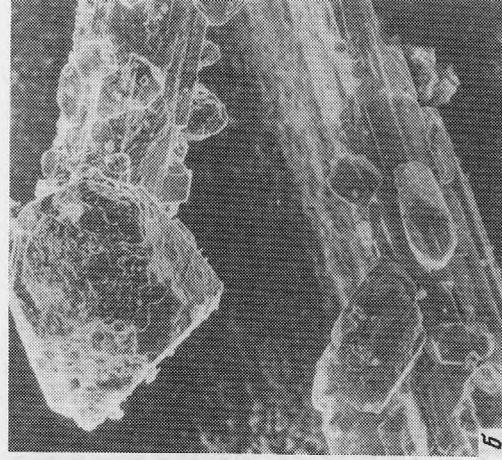
Первичное самородное серебро характерно для месторождений золото-серебряной формации кварцевого, кварц-адулярового, кварц-родонит-родохро-

Рис. 1. Морфология выделений первичного эндогенного серебра

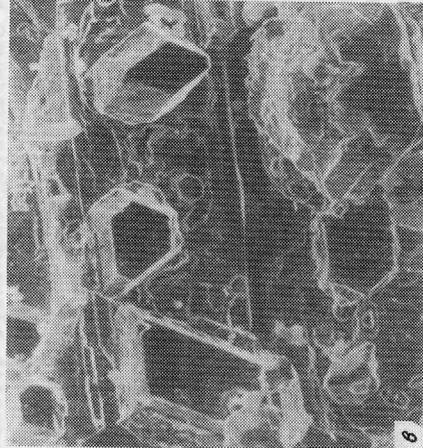
а - мirmekитовые срастания самородного серебра с пиритом. Изображение в обратно-отраженных электронах с вещественным контрастом, увел. 200; б - искаженные кубооктаэдры со следами растворения (скипетровидные выделения). Изображение во вторичных электронах, увел. 144; в - острорезберные уплощенные октаэдрические и кубооктаэдрические кристаллы, увел. 368; г - объемные дендритовидные срастания изометричных и уплощенных кубооктаэдрических форм, увел. 60; д - сrostки закрученных спиралевидных кристаллов, увел. 19



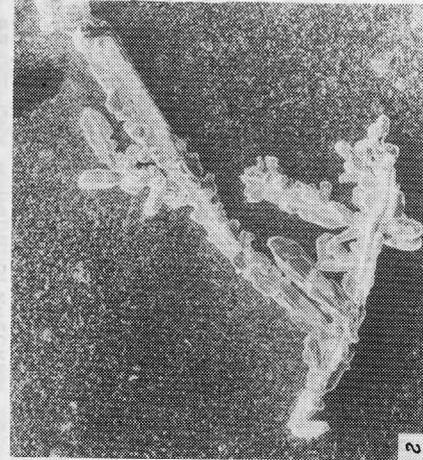
1



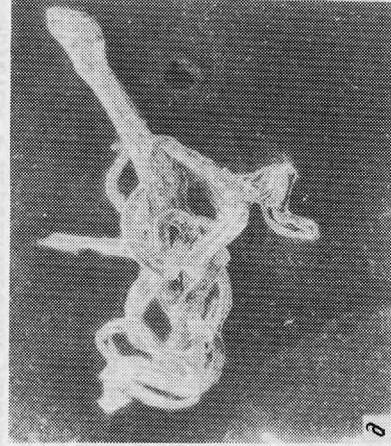
2



3



4



5

зитового и кварц-карбонатного состава, образующихся в условиях малых и средних глубин. В рудных телах оно часто развито в агрегатах с более ранними сульфидами - галенитом, халькопиритом, пиритом и др. Типичны парагенезисы самородного серебра с аргентитом (акантитом), сульфосолями серебра (фрейбергитом, пираргиритом, стефанитом), гесситом. Своеобразны мirmekитоподобные сростки самородного серебра с пиритом (рис. 1,а), его тонкие выделения в халькопирите. Типичны гетерофазные образования, представленные неправильными обособлениями самородного серебра в зернах электрума и кустелита, а также его каймы вокруг этих минералов. Широко проявлены его скопления в агрегатах родонита, а также в кварцевых жеодах и карбонатах.

Характерной морфологической особенностью первичного серебра является большое разнообразие форм и размеров выделений. Последние варьируют от нескольких микрон и тысячных долей миллиметра до 1 см и более; чаще других распространены фракции 0,25-0,5 мм. Нередко развиты сростки сложного строения и мелкие самородки размером до нескольких сантиметров. В боначевых участках отмечено укрупнение размеров самородного серебра.

К важнейшим минералогическим формам самородного первичного серебра относятся правильные и искаженные кристаллы и их сростки, дендритовые образования, а также проволочные выделения и сростания сложной и неправильной формы (см. таблицу).

Среди ограниченных кристаллов эндогенного серебра преобладают октаэдры и кубооктаэдры, изометричные или уплощенные. Последовательная смена простых форм в ряду $\{III\}$, $\{II0\}$, $\{100\}$ связывается со снижением температуры и пересыщением растворов, подобная эволюция отмечается для целого ряда минералов кубической сингонии (галенита, флюорита) [6]. Доминируют формы со сглаженными или даже скругленными ребрами, встречаются остросереберные искаженные кристаллы. Чаще всего эти образования наблюдаются в пустотах и друзовых полостях кварц-карбонатных агрегатов. Наиболее распространены дендритовидные сростки, скипетровидные образования, сочетающие плоские и объемные формы (рис. 1,б). Дендритовидные сростки развиты в тонких трещинах, также среди кварцевых, кварц-адуляровых, кварц-хлоритовых агрегатов и формируются в неравновесных условиях при неравномерном поступлении вещества. Они состоят из закономерно ориентированных октаэдрических и кубооктаэдрических кристаллов (рис. 1,г).

Для эндогенного серебра характерны проволочковидные формы, усы, образованные сросшимися по оси L_4 субиндивидами вытянутой формы или нитевидными микрокристаллами, спирально или сложно закрученными (рис. 1, д). Образование подобных форм связывают обычно со специфическими условиями кристаллизации, возникающими вследствие неравномерного питания агрегата в процессе роста [7]. Такие условия типичны для заключительных этапов отложения минералов, сопровождающихся широким развитием аутометаморфических процессов.

Изучение микроморфологии естественных поверхностей зерен первичного самородного серебра показало, что для них характерен пористый микрорельеф, обусловленный тонкими сростаниями (вязью) мельчайших спирально закрученных нитевидных кристаллитов, имеющих в поперечном сечении от 2 до 5 мкм при длине 20-100 мкм (рис. 2,а). По данным ряда авторов [4,7], необходимыми условиями образования нитевидных кристаллов являются анизотропия прочности химических связей - удлинение кристалла серебра $\{II0\}$ отвечает направлению с минимальным периодом идентичности [7], а также неодинаковое строение реальной поверхности граней растущего кристалла, т.е. наличие дислокаций, обусловленное кристаллизацией из низкотемпера-

Морфогенетическая классификация самородного серебра

Морфологическая группа серебра	Морфология выделений	Субструктура и микроморфология	Условия образования
Правильные кристаллы и их сростки	Совершенные и несовершенные кристаллы октаэдрического или кубооктаэдрического габитуса, иногда уплощенные, со сглаженными ребрами, реже остросереберные, искаженные; сложные сростки назакономерно ориентированных кристаллов	Скульптурирование граней, ступенчатая микроскульптура их монокристалльных участков, образованная в результате послыдного роста. Линейные и тригональные акцессории роста на гранных поверхностях	Эндогенная первичная кристаллизация из гидротермальных растворов в условиях свободного роста в пустотах, занорышах и друзовых полостях, в легко проницаемых средах (карбонаты, пористые метасоматиты)
Дендриты и дендритоиды	Объемные дендриты и дендритовидные сростки закономерно ориентированных кристаллов октаэдрического габитуса, часто уплощенные по L_3 или удлиненные по L_2 Плоские дендриты в виде закономерно сросшихся пластин гексагонального облика - сильно уплощенных октаэдрических кристаллов Сложные образования, сочетающие плоские и объемные дендритоидные формы	Следы растворения (ямки травления) на гранях отдельных индивидов. Мозаично-блоковое строение субиндивидов Метазернистая субструктура отдельных пластин Мозаично-блоковая и ступенчатослоистая микроструктура поверхности отдельных индивидов	Эндогенная первичная кристаллизация в вязких кварцевых средах в неравновесных условиях при неравномерном поступлении вещества Процессы гипергенного образования в трещинах, кавернах или на поверхности вторичных минералов железа, марганца, меди Эндогенная первичная кристаллизация или регенерация серебра в кварцевых и поздних кварц-карбонатных жилах

Таблица (продолжение)

Морфологическая группа серебра	Морфология выделений
Проволочные выделения и их сростки	Проволочные причудливо изогнутые выделения, образованные сросшимися по L_4 субиндивидами вытянутой формы
Пластинчатые и пленочные выделения	Тонкие пластинки, пленки или чешуйки, реже сильно уплощенные комковидные выделения Интерстициальные выделения пластинчатой формы

Субструктура и микроморфология	Условия образования
<p>Ступенчато-слоистый микро- рельеф монокристалльных участ- ков. Мозаично-блоковая микро- структура стволовой части вы- делений. Присутствие новооб- разованных микрокристаллов Волокнистое субмикростроение отдельных монокристалльных ин- дивидов; микропсевдоморфозы по проволочному самородному серебру</p>	<p>Преимущественно эндогенные процес- сы первичной кристаллизации или регенерации в условиях свободно- го роста в полостях. Возможно ги- пергенное образование в зоне вто- ричного обогащения Эндогенная первичная кристалли- зация или регенерация в процессе направленного роста в асимметрич- ных средах с односторонним пита- нием</p>
<p>Метазернистая субструктура, об- разованная кубическими микро- кристаллами на субстрате с ден- дритным внутренним строением Скульптуры совместного роста на поверхности зерен; микро- блоковое или двойниковое строе- ние, ажурная субструктура, сло- женная нитевидными микрокрист- таллами Наличие зародышевых новообра- зований и участков реликтово- го строения</p>	<p>Гипергенное образование се- ребра в ассоциации с вто- ричными минералами меди, же- леза, марганца, акантитом Эндогенная первичная кристал- лизация или регенерация сереб- ра в условиях стесненного рос- та в силикатных, кварцевых или сульфидных средах</p>

Неправильные
выделения

Комковатые, амебовидные, неправильные выделения, представленные сростаниями нескольких индивидов изометричной или округлой формы

Сложные формы
(образованные
совокупностью
различных
морфологи-
ческих типов)

Скипетровидные сростки, обусловленные нарастанием правильных кубооктаэдрических и октаэдрических кристаллов на проволочковидные и вытянутые выделения

Сростания скрученных нитевидных или проволочных выделений и комковатых частиц изометричной и неправильной формы

Выделения уплощенной формы, образованные реликтами правильных кристаллов и дендритовидных форм

Формы сроста-
ния и замеще-
ния

Каймы, мирмекитоподобные сростания и псевдоморфозы серебра по сульфидам и жильным минералам

Мозично-блоковая микроструктура. Присутствие линейных и тригональных аксессуариев роста на монокристалльных участках

Эндогенная гидротермальная кристаллизация в жильной мас-се в условиях стесненного роста

Микроблоковое строение удлиненной стволовой части и ступенчато-слоистая микроскульптура монокристалльных участков

Эндогенные процессы первичной кристаллизации и регенерации серебра при понижении пересыщения раствора при росте в свободных пустотах и занорышах

Микроблоковое строение изометричных индивидов и трубчато-волоконистая микроструктура вытянутых нитевидных форм

Эндогенное отложение и регенерация при изменяющихся направлении и скорости массопереноса вещества в процессе кристаллизации

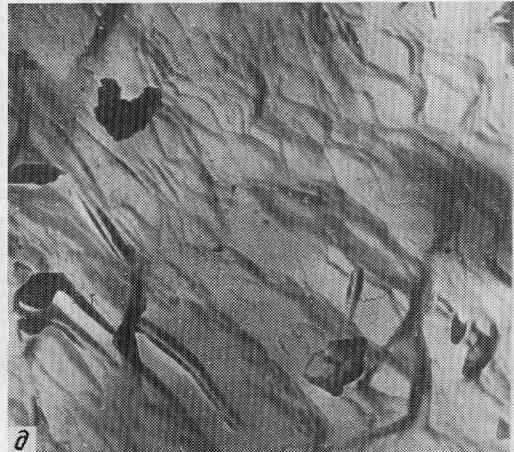
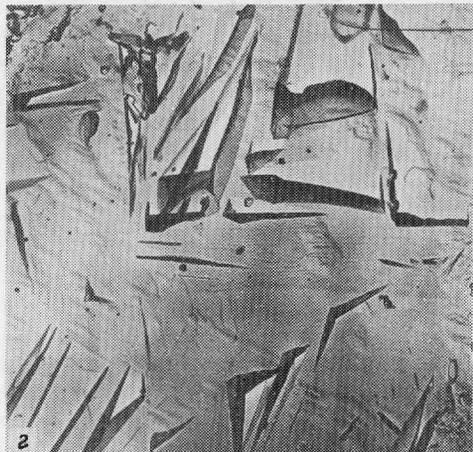
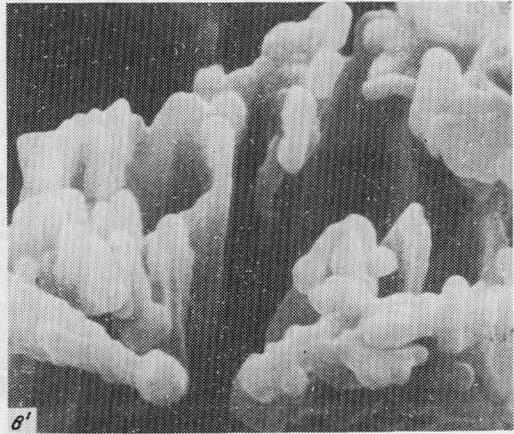
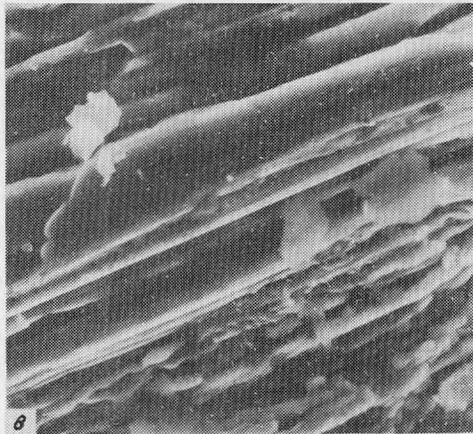
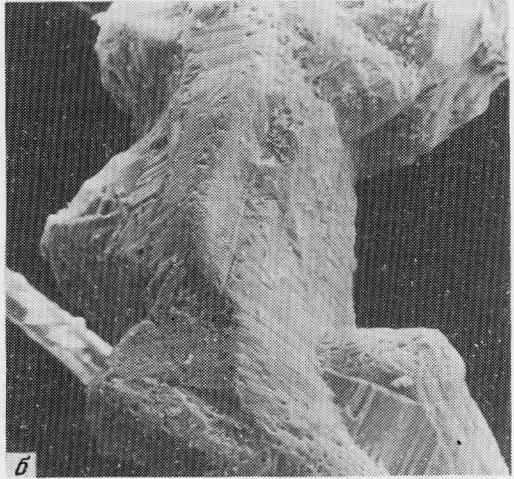
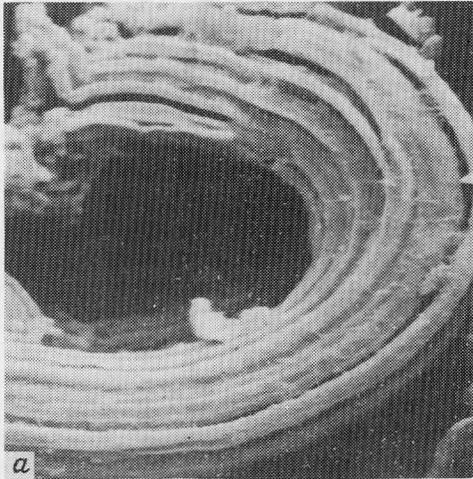
Следы растворения на монокристалльных участках

Слоисто-чешуйчатое и метазернистое микростроение дендритных образований

Гипергенное образование в изменяющихся кислотно-щелочных и других условиях

Разнообразные микроскульптурные формы, характерные как для эндогенного, так и для гипергенного серебра

Последовательная смена эндогенных и гипергенных процессов отложения и перетотложения серебра



турных растворов при высоком их пересыщении и неравномерной адсорбции примесей.

В результате травления в образцах эндогенного самородного серебра обнаружены трубчатые микропсевдоморфозы акантита, развивающиеся по проволочному серебру (рис. 2, в). Подобные формы сульфида серебра, согласно данным экспериментов [12], возникают при замещении серебра в низкотемпературных гидротермах (150-160°C), что хорошо согласуется с природными наблюдениями.

К типоморфным особенностям эндогенного первичного серебра относятся элементы его первичной кристаллизации - линейные и тригональные ступени роста, перпендикулярные (линейные формы) или параллельные (тригональные формы) грани октаэдра (рис. 2, г). На монокристалльных участках обнаруживается тонкая ступенчатость (рис. 2, б), что объясняется послойным ростом кристалла [14]. Показателем первичной кристаллизации серебра являются также тонкая мозаичность, блоковое строение (рис. 2, д). Мозаичное, блочное строение растущего кристалла, как правило, обусловлено ускоренным ростом при относительно высоких температурах и многочисленности новых центров кристаллизации [5]. Блочные структуры эндогенного самородного серебра могут быть обусловлены линзовидными субзернами, округлыми и сложной формы индивидами, развитыми по всей поверхности зерна или в отдельных участках. Аналогичные структуры эндогенного самородного золота рассмотрены Н.В.Петровской [8].

Регенерированное самородное серебро

В месторождениях серебра сложного генезиса, таких, как полигенные, полистадийные или в рудах, испытавших внутри- или пострудный метаморфизм, возможны процессы перегруппировки серебра и образование регенерированного самородного серебра [13]. Последнее развито в полистадийных рудных агрегатах в ассоциациях с сульфидами, в интерстициях и занорышах кварцевых жил, в виде гнезд в пострудных образованиях.

Природа регенерированного серебра обусловлена высокой степенью подвижности Ag как путем мобилизации и перехода его в раствор с последующим пе-реотложением в самородной форме, так и путем твердофазной диффузии в халькогенидах и жильных минералах, приводящей к перераспределению и укрупнению серебра. Регенерированное серебро отличается от первичного изменением субструктурных особенностей, обеднением элементами-примесями, в первую очередь подвижными - Hg, Sb, As, Cu и др., а также укрупнением размеров.

Рис. 2. Субмикроморфология и субструктурные особенности первичного эндогенного серебра

а - спирально закрученные по L_4 нитевидные кристаллы серебра. Изображение во вторичных электронах, увел. 2000; б - срастание октаэдрических кристаллов с отчетливыми признаками слоистого роста, увел. 456; в - трубчатая микроструктура, обусловленная нарастанием нитевидных монокристаллов серебра, (увел. 2177) или псевдоморфозами Ag_2S по проволочному самородному серебру, (увел. 4000); г - линейные и тригональные скульптуры роста на поверхности частиц серебра. Реплика с частицы, изображение в проходящих электронах, увел. 13600; д - микроблочное строение монокристалльных участков самородного серебра. Реплика с частицы, изображение в проходящих электронах, увел. 800

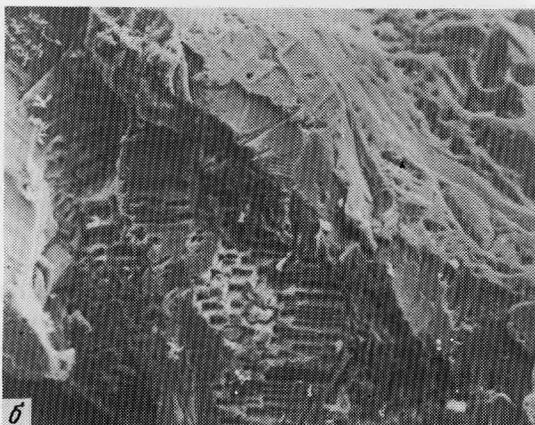
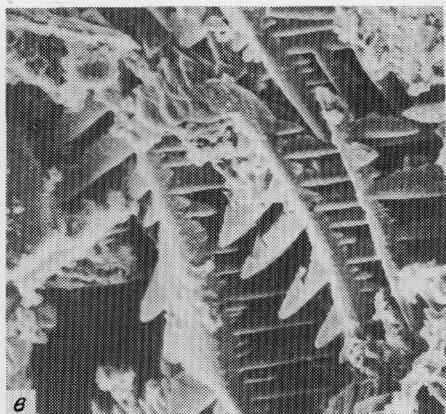
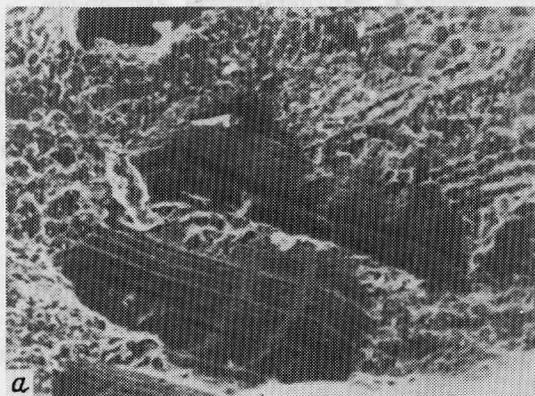


Рис. 3. Реликты первичного самородного серебра в регенерированном серебре

а - реликтовые участки первичного самородного серебра с микроступенчатым рельефом. Изображение во вторичных электронах, увел. 1200; б - реликтовая первично-ступенчатая скульптура поверхности интерстициального серебра со следами растворения, увел. 680; в - фрагменты поверхности протравленных частиц регенерированного серебра с реликтовой дендритной структурой, увел. 400

По морфологии регенерированное самородное серебро во многом сходно с первичным эндогенным серебром, и их морфологические признаки конвергентны. Вместе с тем для регенерированного серебра типичен ряд индивидуальных особенностей, позволяющих выделять эту генетическую группу. К конвергентным признакам можно отнести проволочковидные сростки нитевидных закрученных кристаллов, а также пленочные и пластинчатые выделения (см. табл.). Важнейшим морфогенетическим признаком регенерированного серебра служат реликты первичного серебра нитевидной субструктуры (рис. 3,а) и первичных сульфидов (галенит, акантит), нарастание на поверхность серебра зародышей и новообразований самородного серебра и переотложенных сульфидов (рис. 4, б).

К числу морфологических особенностей регенерированного самородного серебра относятся: отчетливая неоднородность внутреннего строения, мозаично-блоковая структура с обособлением изометричных или деформированных многогранников размером до 10 мкм, межзерновые границы которых выполнены агрегатами тончайших выделений серебра размером до 1-2 мкм, обусловленными явлениями перекристаллизации (рис. 4,а). Подобные явления вызываются напряжениями, возникающими в кристаллах при их росте в стесненных условиях (интерстиции зерен, трещины). Поскольку в таких условиях пластическая деформация возникает одновременно с ростом, то образующиеся в ходе деформации микроблоки, выходящие на поверхность кристалла, могут расти са-

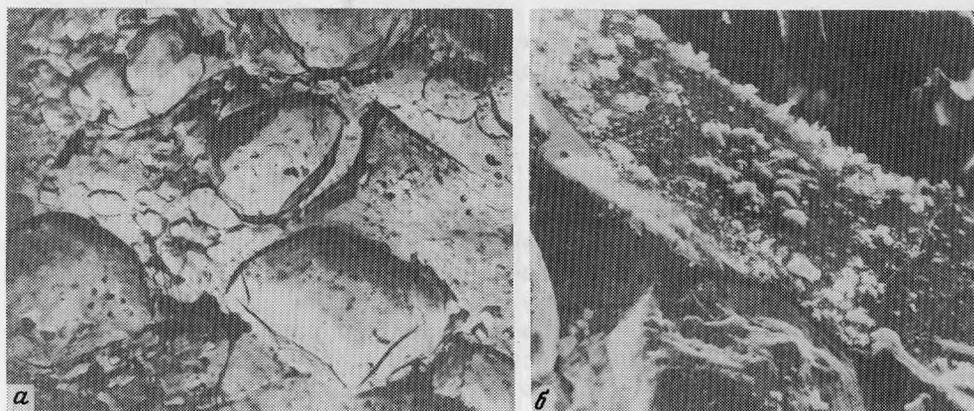
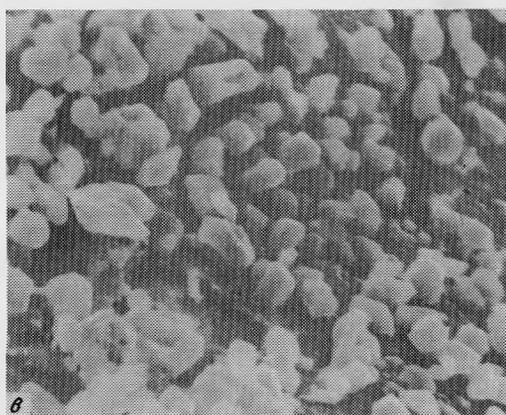


Рис. 4. Признаки регенерации самородного серебра

а - деформированная мозаичная структура самородного серебра. Двухступенчатая реплика, увел. 10500; б - деталь поверхности со звездчато-пластинчатыми новообразованиями на мозаично-блоковой поверхности серебра. Изображение во вторичных электронах, увел. 1995; в - зародышевые микрокристаллы самородного серебра в форме сильно искаженных уплощенных кубооктаэдров, увел. 5622



мостоятельно за счет собственных центров роста [10]. Кристаллизационное давление, развивающееся по индукционным поверхностям между основным кристаллом и блоком, создает новые напряжения и возникают новые блоки. Таким образом, происходит прогрессивное нарастание блочности [10], вследствие чего мозаичным выделениям самородных металлов свойственна повышенная способность к перекристаллизации [9]. На границах зерен регенерированного серебра сохраняются структуры первичной кристаллизации, такие, как тригональные и линейные акцессории роста, обусловленные быстрой кристаллизацией, а также удлинённые выделения, имеющие нитевидное микростроение.

Типоморфным для регенерированного серебра является наличие зародышей новых зерен, образующихся при рекристаллизации на его поверхности. Они представлены "сыпью" мелких изометричных зерен и часто локализируются вдоль микротрещин, образуя линейно-вытянутые структуры (рис. 4,в). Образование таких зародышей связано с термическим воздействием на энергетически неустойчивые кристаллы [3]. Электронно-микроскопическое изучение регенерированного самородного серебра позволило выявить еще одну особенность, свойственную регенерационным поверхностям - характерный ступенчато-слоистый рельеф поверхности зерен [1]. Высота отдельных ступеней варьирует от 0,1 до нескольких мкм, причем часто и сами ступени имеют неровную шероховатую поверхность.

Таким образом, регенерированное самородное серебро сочетает в себе конвергентные морфологические и микроструктурные признаки, свойственные также первичному серебру, и индивидуальные особенности, определяющиеся процессами преобразования самородного серебра.

Гипергенное самородное серебро

Процессы гипергенеза приводят к возникновению вторичного самородного серебра прежде всего за счет окисления сульфидов и сульфосолей серебра, а также Ag-содержащих сульфидов (галенит и др.). В первую очередь гипергенное серебро возникает в условиях сульфатного режима, где образуются разнообразные по морфологии и широко варьирующие по размеру образования гипергенного серебра. В щелочных окислительных условиях эти процессы редуцированы и приводят к возникновению пленочных форм, ассоциированных с гидроксидами Fe и Mn.

Гипергенное серебро обычно встречается в виде уплощенных выделений - пленок и чешуек, пластинчатых агрегатов, плоских дендритов, а также в виде моховидных комковатых скоплений, преимущественно развитых в ассоциации с оксидами и гидроксидами железа и марганца, вторичными минералами марганца и меди в зонах окисления или вторичного сульфидного обогащения. Оно наблюдается в виде пленок на поверхности акантита и пирита, а также пластинчато-чешуйчатых образований на поверхности первичного самородного серебра (рис. 5, а).

В отличие от дендритоидов первичного серебра, образующих объемные или плоскообъемные формы, гипергенное серебро представлено плоскопластинчаты-

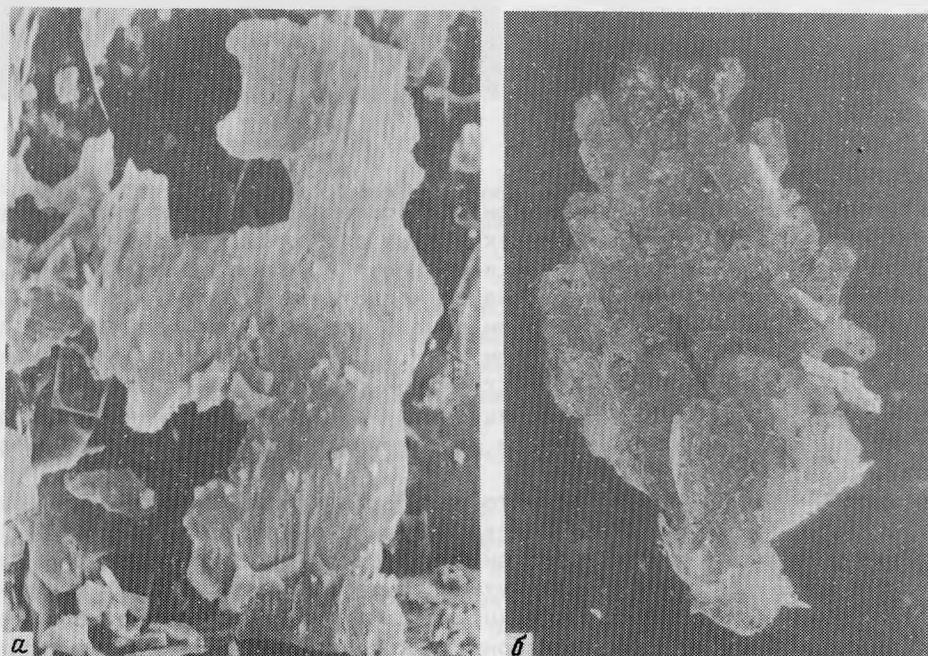


Рис. 5. Морфологические особенности гипергенного самородного серебра
а - пластинчатые выделения гипергенного серебра. Изображение во вторичных электронах, увел. 60; б - плоско-пластинчатый дендрит самородного серебра, увел. 21

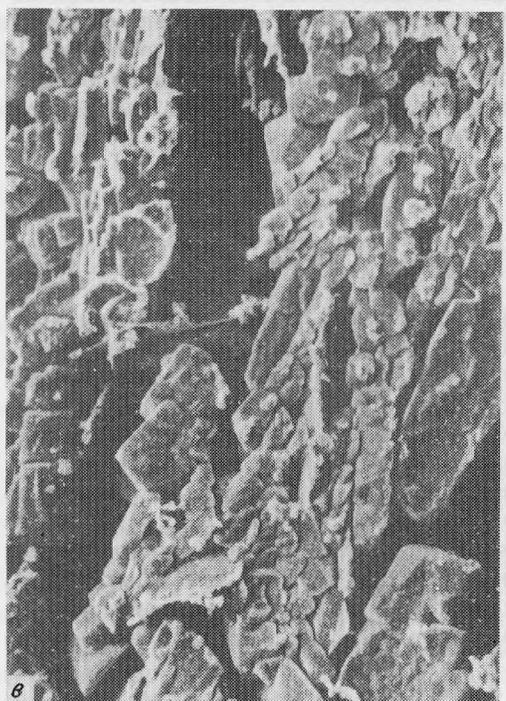
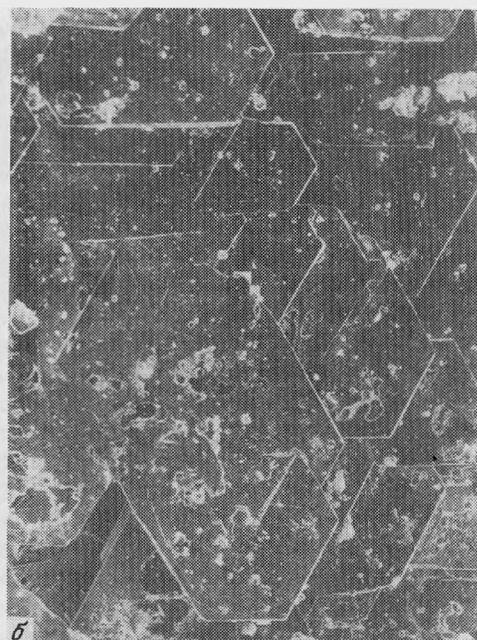


Рис. 6. Субмикростроение гипергенного серебра

а - пластинчато-чешуйчатое строение непротравленных частиц самородного серебра с ровной сглаженной поверхностью. Изображение во вторичных электронах, увел. 4000; б - плоские шестиугольные пластины, слагающие плоские дендриты, увел. 110; в - дендритное внутреннее строение образцов пластинчатого гипергенного серебра, выявляемое при травлении HNO_3 , 1:1, увел. 200; г - преимущественное развитие кубических микрокристаллов, тесное страстание которых обуславливает метазернистую субструктуру пластинок гипергенного серебра, увел. 400

ми дендритами, часто лапчатой формы (рис. 5,б), сложенными блоками серебра гексагональных очертаний. Возникновение такого рода пленочных дендритов связано с выделением минералов по тонким трещинам [2], а также на поверхности лимонитовых агрегатов.

К важнейшим микроморфологическим особенностям гипергенного самородного серебра относится тонкий пластинчатый микрорельеф непротравленных зерен (рис. 6,а), при этом пластинки сложены мельчайшими (менее 0,5 мкм) кубическими кристалликами (рис. 6,г). Метазернистая субструктура гипергенного серебра выявляется при изучении угольных реплик, снятых с его частичек. Подобные метазернистые структуры характерны для пленочных агрегатов зоны окисления и могут считаться типоморфными признаками образования минералов в гипергенных условиях [15].

Электронно-микроскопическое изучение протравленных поверхностей пластинчатых частиц гипергенного серебра выявило их дендритовидную субструктуру (рис. 6, б,в). Дендритоиды образованы параллельно сросшимися кристаллами серебра кубического габитуса, иногда искаженными и как бы корродированными. По своему строению подобные образования сходны с гигантскими пластинами серебра из зон вторичного обогащения некоторых крупнейших месторождений мира [11]. Образование подобных сростаний возможно в условиях кристаллизации вещества в средах с затрудненной диффузией при отсутствии перемешивания, что приводит к возникновению различного градиента концентрации по разным направлениям вокруг растущего кристалла. Тот же эффект наблюдается при росте минералов в среде, быстро перемещающейся относительно растущего агрегата, в частности при фильтрации поверхностных вадозных вод в рудных телах. Таким образом, дендритовидное внутреннее строение пластинчатого серебра можно рассматривать как один из признаков его гипергенного происхождения.

Экспериментальное изучение морфогенетических особенностей серебра

Важнейшую информацию для морфогенетических построений дает изучение морфологических особенностей самородного серебра, полученного экспериментально при заданных условиях. Показано, что многие формы выделения серебра конвергентны, т.е. возникают в различных условиях. Так, дендритные и дендритоидные формы образуются: 1) вследствие диффузионной перегруппировки вещества при прогреве самородного серебра до 400°C, в этих случаях наблюдаются веточковидные дендриты (см. рис. 7, а); 2) в результате твердофазного восстановления серебра из аргентита (акантита) с возникновением зародышевых "ракушковидных" форм, в дальнейшем разрастающихся в радиально-лучистые агрегаты уплощенных нитевидных кристаллов (рис. 7,б); 3) при отложении самородного серебра на различных минералах из растворов, при этом возникают сложные формы, несущие на себе признаки нескольких зароджений.

Образования самородного серебра, полученные на жильных минералах (кварц, родонит), представлены главным образом гранными формами или зародышами, морфология которых варьирует в зависимости от температуры кристаллизации. При 20°C формируются округлые зародыши октаэдрических кристаллов (рис. 8,а). С повышением температуры до 150°C и более отлагаются треугольные формы роста октаэдров, появляются двойники при значительной доле изометричных образований (рис. 8,б). Дальнейший рост температуры вызывает появление наряду с изометричными проволочковидных форм с линейной скульптурой поверхности и их сростаний. Появляются признаки

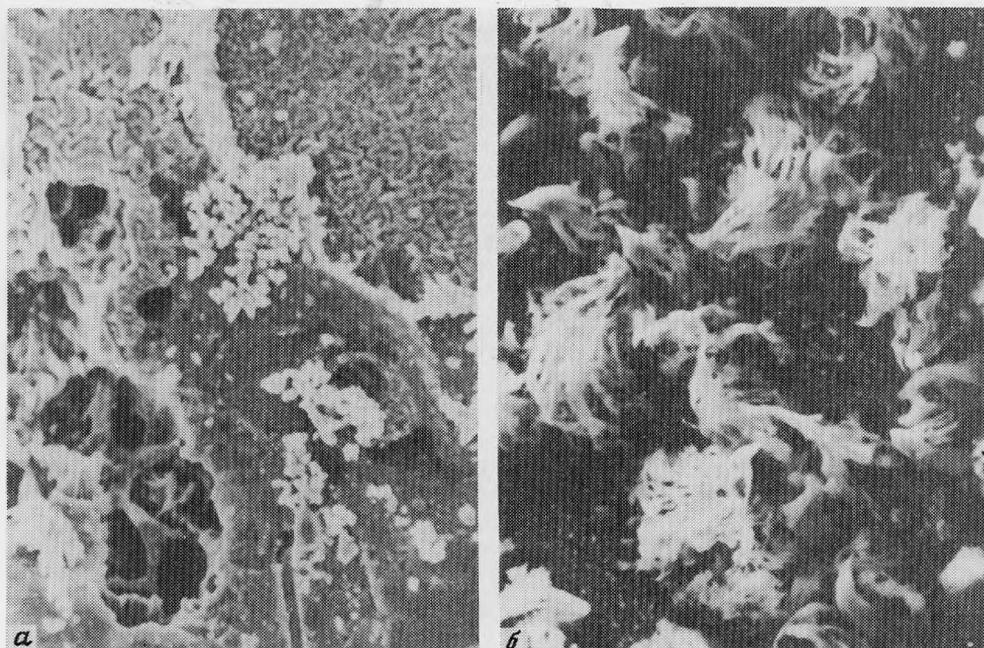


Рис. 7. Дендритовидные выделения серебра разного генезиса, полученные экспериментально

а - дендритовидная структура и зародышевые формы новообразования серебра при прогреве до 400°C . Изображение во вторичных электронах, увел. 1840; б - лентовидные стростки серебра, проявляющиеся при катодном преобразовании аргентита, увел. 5360

нескольких зародений серебра со сменой кубооктаэдрических форм скелетными кристаллами, растущими в условиях недосыщения раствора.

Наиболее морфологически разнообразны выделения серебра на сульфидах. Это губчатые, пластинчатые, палочковидные, комковатые, дендритовидные, а также сложные срастания. При относительно низких температурах (до 100°C) преобладают срастания разноориентированных пластин, спиралевидных и проволочковидных форм, образующие локальные скопления на поверхности сульфидов. С ростом температуры до 200°C преобладающими становятся дендритовидные и сложные формы выделений с более равномерным распределением по поверхности сульфидов, возникают два и более зародений выделений серебра, образуются двойниковые, тройниковые сrostки (рис.8, в, г).

Хорошо ограниченные кристаллы самородного серебра и монокристалльные выделения наблюдаются: 1) при кристаллизации серебра из поздних, обедненных серебром растворов на поверхности ранее отложенного тонкозернистого осадка серебра (рис. 9, а), при этом в условиях повышенных температур (200°C) отмечаются главным образом октаэдрические кристаллы; 2) при повышенных температурах, но в области кислых значений pH растворов появляются кубооктаэдрические, иногда искаженные кристаллы со ступенями растворения (рис. 9, б); 3) при осаждении серебра из относительно низкотемпературных растворов (до 100°C) вдоль активных зон поверхности сульфидов отлагаются в основном кубические и кубооктаэдрические формы. Таким обра-

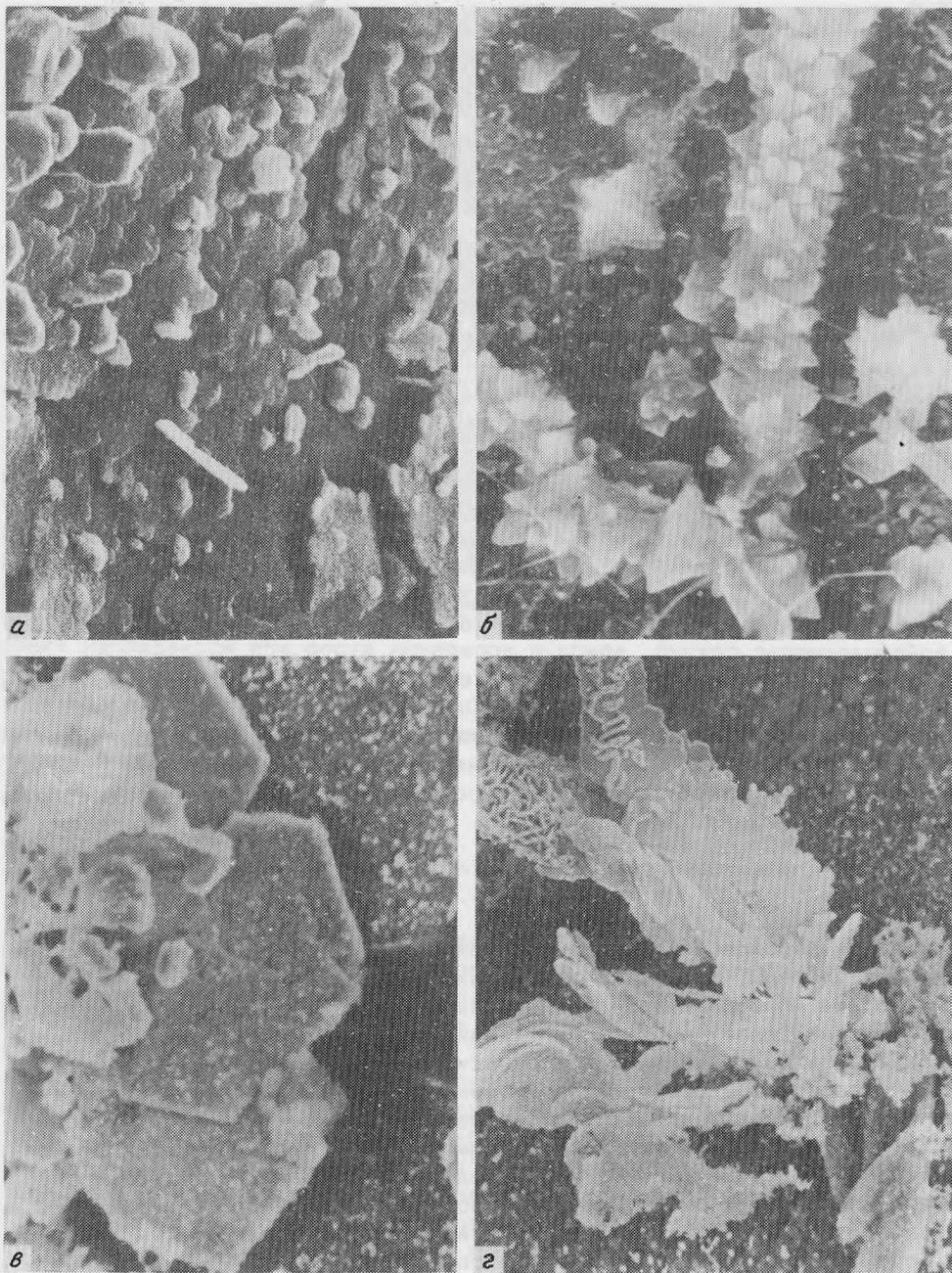


Рис. 8. Морфология серебра, отложенного из 10^{-3}AgNO_3 на жильных минералах и сульфидах

а - пластинчатое новообразование с метазернистой структурой на родоните при 20°C . Изображение во вторичных электронах, увел. 600; б - монокристалльные, двойниковые срастания треугольной формы, изометричные и палочковидные выделения серебра на родоните при 200°C , увел. 6400; в - сросток

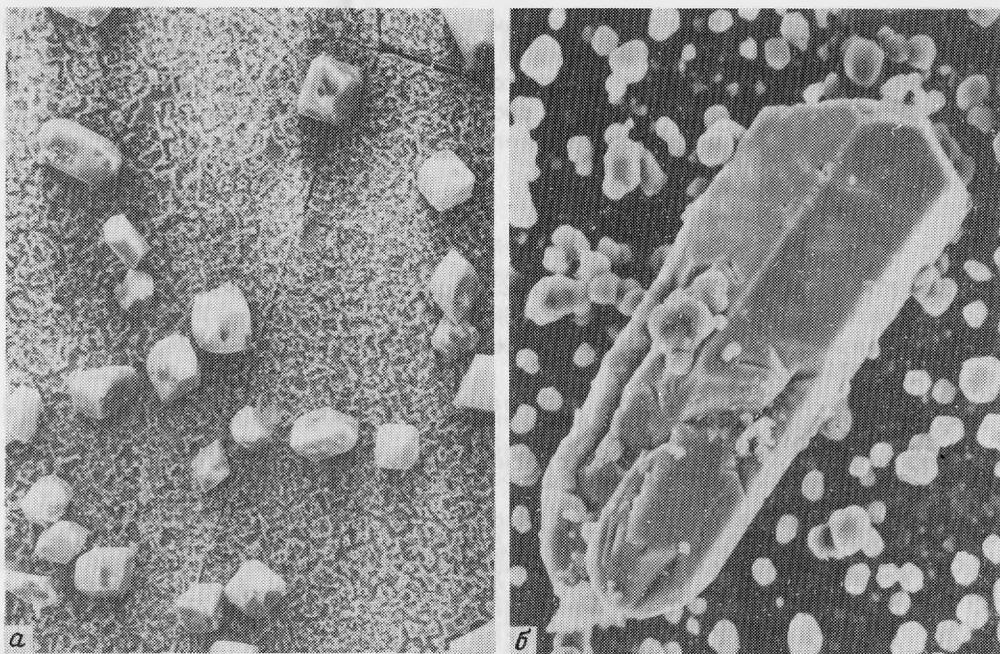


Рис. 9. Правильные и искаженные кристаллы серебра, отложенные из растворов 10^{-3} н. AgNO_3 на сульфидах

а - октаэдры и кубооктаэдры серебра, отложенные на галените при 200°C . Изображение во вторичных электронах, увел. 273; б - искаженные кубооктаэдры серебра, отложенные из кислых (рН 3) растворов на халькопирите, увел. 2800

зом, появление хорошо ограненных кристаллов может быть связано с условиями замедленного роста, обусловленными относительно низкими температурами, незначительным пересыщением растворов и особенностями кислотно-щелочного режима растворов.

Морфогенетическая классификация самородного серебра

Обобщение материалов по изучению морфологических и субструктурных особенностей различных генетических групп природного серебра и данных экспериментальных исследований позволяет выделить важнейшие морфогенетические признаки самородного серебра, представленные в таблице. В морфогенетической систематике самородного серебра впервые использован комплекс морфологических и субмикроструктурных признаков, позволяющих с высокой сте-

трех кристаллов серебра шестиугольного сечения. Сверху нарастание комковатых образований. Осадок на халькопирите (200°C). Изображение во вторичных электронах, увел. 2800; г - сложный дендритовидный сросток серебра, осложненный нарастанием губчатых и палочковидных форм, увел. 800

пенью достоверности выделять генетические группы серебра - его эндогенные, гипергенные и регенерированные образования.

Определение генетических признаков наряду с научным имеет важное практическое значение, поскольку соотношение в рудных телах первичного, вторичного, а также регенерированного серебра позволяет оценить перспективность оруденения.

Литература

1. Асхабов А.М. Регенерация кристаллов. Л.: Наука, 1979. 176 с.
2. Годовиков А.А. Введение в минералогию. М.: Наука, 1973. 254 с.
3. Григорьев Д.П. Онтогенез минералов. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1961. 284 с.
4. Дэна Дж.Д., Дэна Э.С., Пэлач Ч. и др. Система минералогии. М.: Изд-во иностр. лит., 1950. Т. I. 115 с.
5. Козлова О.Г. Рост и морфология кристаллов. И.: Изд-во МГУ, 1972. 303 с.
6. Костов И. Минералогия. М.: Мир, 1971. 583 с.
7. Малеев М.Н. Свойства и генезис природных нитевидных кристаллов и их агрегатов. М.: Наука, 1971. 196 с.
8. Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 348 с.
9. Петровская Н.В., Новгородова М.И., Фролова К.Е., Цепин А.И. Природа неоднородности и фазовый состав эндогенных выделений самородного золота // Неоднородность минералов и тонкие минеральные смеси. М., 1977. С. 16-27.
10. Петров Т.В., Трейвус Е.Б., Касаткин А.П. Выращивание кристаллов из растворов. Л.: Недра, 1983. 175 с.
11. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. 1132 с.
12. Рафальский Р.П., Дымков Ю.М. О трубчатых псевдоморфозах аргентита по самородному серебру и температуре их образования // Докл. АН СССР. 1957. Т. 112, № 4. С. 746-748.
13. Сахарова М.С., Посухова Т.В., Артеменко О.В. Типоморфизм самородного серебра // Минерал. журн. 1983. Т. 5, № 3. С. 3-14.
14. Тиллер У. Образование дислокаций при росте кристалла из расплава // Элементарные процессы роста кристаллов. М.: Изд-во иностр. лит., 1959. С. 73-78.
15. Юшко С.А. Методы лабораторного исследования руд. М.: Недра. 1971. 343 с.

УДК 549.74

Д. В. Абрамов

ЭПИГЕНЕТИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ИКРЯНЫХ РУДАХ КАМЫШ-БУРУНСКОЙ МУЛЬДЫ

Эпигенетической минерализации икряных руд керченских железорудных месторождений посвящен ряд работ, в которых приводятся в основном результаты подробных исследований широко распространенного в них Са-родохрозита [1-3].

В результате систематических сборов экспедициями Музея в 1985-1987 гг. были получены новые данные по эпигенетической минерализации икряных руд.

По данным Ю.Ю.Юрка и др. [4], икряные руды образовались в прибойной зоне и представляют собой след перемещения береговой линии киммерийских лагун вследствие регрессий и трансгрессий бассейна, вызванных тектоническими причинами. Их образование происходило за счет перемыва железорудного пласта параллельно с накоплением гидроксидов марганца и железа, кремнезема и других компонентов и с дальнейшей переработкой перемытых и осажденных продуктов в процессе их погружения. Обычно икряные руды залегают внутри рудной пачки широкими полосами (1500-1600 м в Камыш-Бурунской мульде) и простираются с юго-запада на северо-восток. В 1985-1987 гг. эти руды вскрывались и обрабатывались только карьером участка Е Камыш-Бурунской мульды.

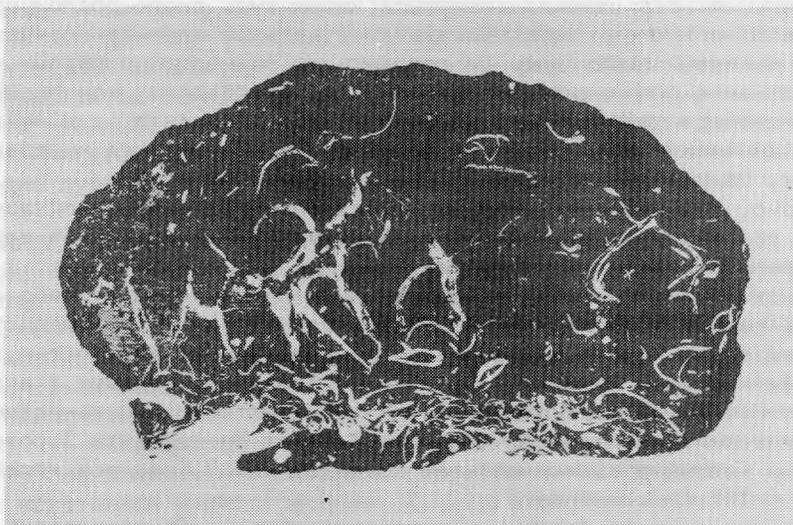


Рис. 1. Конкреция Са-родохрозита с обломками створок раковин; спил, размер штуфа 16 x 9 см

Химический состав (в мас.%) карбонатов кальция и марганца из икряных руд Камыш-Бурунской мульды

Компоненты	1	2	3	4
MnO	39,50	43,65	44,77	44,44
CaO	14,12	15,01	8,86	8,11
FeO	0,68	-	0,14	0,29
Fe ₂ O ₃	0,44	0,19	6,39	4,58
SiO ₂	9,13	0,54	4,10	2,98
Al ₂ O ₃	3,09	0,19	0,50	2,30
MgO	0,58	1,18	0,80	0,47
TiO ₂	0,23	-	Сл.	0,14
K ₂ O+Na ₂ O	0,42	0,19	0,06	0,43
CO ₂	32,10	38,65	33,00	32,34
Сумма	100,23	99,60	99,23	98,99

Примечание. 1 - Са-родохрозит, конкреция с примесью феррисиликатного цемента руд; 2 - Са-родохрозит, сферолитовая корка со стенки раковины; 3 и 4 - Са-родохрозит, цементирующий гидрогётит-феррисиликатную конкрецию [1], в сумму входят P₂O₅ - 0,6 и 0,68, Al₂O₃ - нет и 1,41, H₂O - 0,01 и 0,72, BaO - нет и 0,1 мас.%; 5 - Са-родохрозит, сферолитов

Среди сыпучей (без цемента) основной массы руды около послонных скоплений раковин моллюсков часто образуются отдельные плотные конкреции (рис. 1) и конкреционные линзы Са-родохрозита размером до первых метров, хорошо заметные в осыпающихся бортах карьера. В пределах конкреций и линз створки замещаются сферолитовым агрегатом Са-родохрозита, а в незаполненных рудой раковинах развивается друзовая барит-карбонатная минерализация (Mn-кальцит, Са-родохрозит, барит).

Характерно, что наблюдать все парагенезисы в пределах одной полости (раковины) удается крайне редко. Обычно отсутствуют Mn-кальцит или барит, а Са-родохрозит отмечается постоянно.

Mn-кальцит I - самый ранний минерал полостей, образует либо отдельные крупные сферокристаллы, либо сплошные асимметричные сферокристаллические корки переменной толщины на стенках раковин. Особенностью этих корок является наличие "питающих" каналов, аналогичных таковым в агатах [5]. Некоторые мелкие раковины нацело заполняются мелкозернистым сферокристаллическим агрегатом Mn-кальцита I. Цвет Mn-кальцита I розовый, кремевый или желтый в зависимости от содержания MnO, которое колеблется в пределах 6-10% (см. таблицу).

После Mn-кальцита I одновременно кристаллизуются Са-родохрозит и барит I.

Са-родохрозит образует тонкую сферолитовую корочку до 0,1 см, равномерно обрастающую створки раковины или агрегаты Mn-кальцита I. Часто сфе-

	5	6	7	8	9	10
	36,40	27,15	5,78	10,12	7,92	8,07
	23,40	32,15	51,65	48,13	49,67	48,46
	0,017	-	-	-	-	-
	0,02	0,40	0,19	0,21	0,12	0,28
	-	0,37	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1,02
	-	0,20	0,24	"	0,02	0,36
	0,65	0,71	0,24	0,32	0,37	0,75
	-	-	-	-	-	-
	0,08	0,24	0,119	0,079	0,169	0,24
	39,59	38,90	41,39	40,51	41,40	40,50
	100,15	100,12	99,70	99,36	99,54	99,98

вая корка [3], в сумму входят Na_2O - 0,06, K_2O - 0,02, Fe_2O_3 - 0,02, CoO - 0,002, NiO - 0,0002, PbO - 0,003, CuO - 0,001 мас.%; 6 - смесь Мп-кальцита II и Са-родохрозита, выявлено по ИКС; 7 - Мп-кальцит I слабо-розовый; 8 - Мп-кальцит I желтый; 9 - Мп-кальцит I розовый; 10 - Мп-кальцит II розоватый, сферолиты.

ролиты развиваются в карбонате (арагоните) самой створки, замещая ее на цело, и приобретают при этом белесую окраску, толщина такой корочки в несколько раз меньше той, которая растет в полость. Химические анализы Са-родохрозитов из сборов последних лет и по литературным данным приводятся в таблице. Параллельно с крустификацией створок замещению сферолитовым агрегатом Са-родохрозита подвергаются феррихлоритовые илы, цементирующие руды и накапливающиеся иногда в раковинах в виде отстойников (рис. 2).

Барит I кристаллизуется в виде пучков слаборасщепленных медово-желтых кристаллов, сложных сфероидолитов, сферолитов и отдельных кристаллов. Дострая до противоположной стенки кристаллы барита утыкаются в сферолитовую корку Са-родохрозита. В редких случаях на кристаллы барита I нарастают мелкие сростки прозрачных кристаллов барита II.

Последним кристаллизуется Мп-кальцит II. Часто он продолжает рост сферолитовой корки Са-родохрозита, но обладает более грубоволокнистой структурой, что придает корке матовый блеск. Кроме того, в виде отдельных сферолитов или сферолитовых корок с гравитационной текстурой нарастает на пучки кристаллов барит (см. рис. 2, 3). Сферолиты белые, со слабым розовым оттенком (химический состав приведен в таблице).

Автор выражает благодарность Г.А.Осолодкиной за выполнение химических анализов и фотографу В.Н.Нисину.

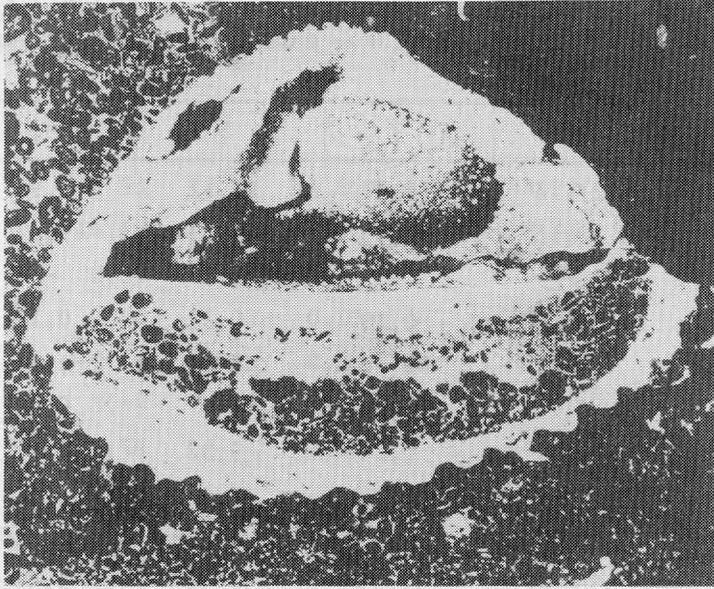


Рис. 2. Отстойник феррихлоритовых илов в раковине, замещенных сфероли-
товым агрегатом Са-родохрозита

В верхней части снимка - сфероликовый пучок кристаллов барита с отдель-
ными сферолитами Mn-кальцита II, спил, размер раковины 5 x 3,5 см

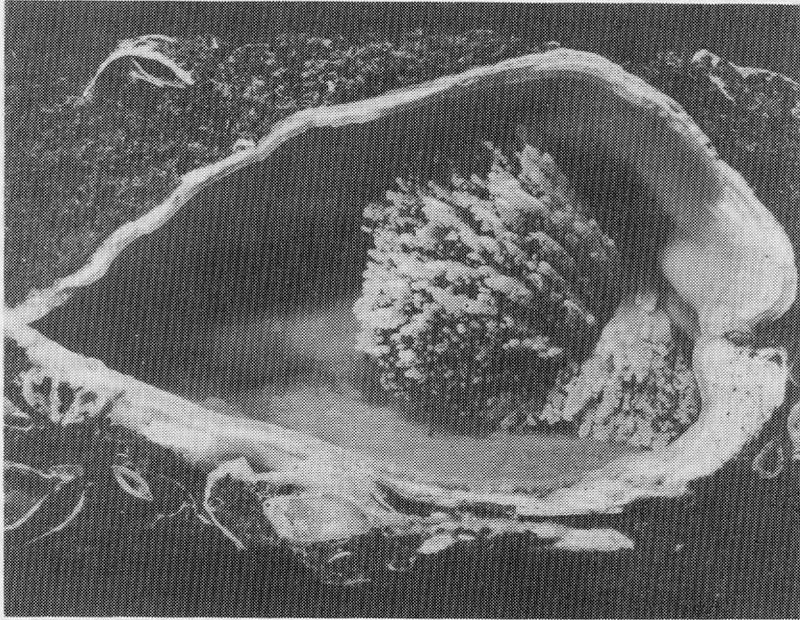


Рис. 3. Пучок кристаллов барита, обросших коркой с гравитационной тексту-
рой сферолитов Mn-кальцита II; штуф, размер раковины 8 x 5 см

Литература

1. Станкевич Л.О. Кальциевый родохрозит Керченского месторождения // Докл. АН СССР. 1955. Т. 105, № 6. С. 1328-1331.
2. Станкевич Л.О., Гендриховская Г.Ч. О кальциевом родохрозите Камыш-Бурунской мульды // Минерал. сб. 1962. № 16. С. 435-441.
3. Корнетова В.А. и др. Кальциевый родохрозит, близкий к кутнагориту в керченских лимонитовых бобовых рудах // Новые данные о минералах. М., 1987. Вып. 34. С. 82-86.
4. Юрк Ю.Ю., Шнюков Е.Ф. и др. Минералогия железорудной формации Керченского бассейна. Симферополь: Крымиздат, 1960. 450 с.
5. Годовиков А.А., Рипинен О.И., Моторин С.Г. Агаты. М.: Недра, 1987. 368 с.

УДК 549.747(470.22)

С.Н.Бритвин, Б.Е.Бураков, С.А.Никитин, А.Н.Богданова

МОЛИБДОМЕНИТ $PbSeO_3$ ИЗ СЕЛЕНИДНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ В ЮЖНОЙ КАРЕЛИИ

Кислородные соединения свинца и селена в природе представлены двумя минералами: олазахеритом $Pb_2(SO_4)(SeO_4)$ и молибдомениитом $PbSeO_3$. Олазахерит очень редок и известен в настоящее время лишь в месторождениях Пакахе (Боливия) [8] и Серро-де-Качеута (Аргентина) [7]. Молибдомениит более распространен [3-5, 7-9] и является обычным продуктом гипергенного изменения клаусталита. Тем не менее долгое время этот минерал оставался малоизученным - неясна была его химическая формула и структурные характеристики. Окончательные ответы на эти вопросы даны в работах Дж. Мандарино [9] и Р.Фишера [6].

На территории СССР кислородные соединения Pb и Se описаны П.В.Бабкиным [1, 2] среди продуктов гипергенного изменения платинита $PbBi_2(Se,S)_3$ из месторождения в Магаданской области. Нами молибдомениит найден в 1987 году в составе селенидной минерализации, проявленной в метасоматических породах Южной Карелии.

Проявление селенидов находится в северо-западной части Онежского протоорогенного прогиба. Оно приурочено к слюдисто-карбонатным метасоматитам, развитым на контакте известняков и вулканитов основного состава. Главные минералы метасоматитов - доломит и кальцит. Кроме того, для этих пород характерна ассоциация, представленная роскоэлитом, кварцем и гематитом, выделения которых приурочены к интерстициям зерен доломита и кальцита.

Селениды развиты в метасоматитах в виде редкой вкрапленности; их выделения имеют изометричную форму и размеры, обычно не превышающие первых миллиметров. Среди селенидов в настоящее время установлены умангит, клокоманнит и клаусталит. Клаусталит, по данным электронно-зондового микроанализа, не содержит примесей S и Te и отвечает теоретическому составу $PbSe$.

Молибдомениит, как правило, развивается по трещинам спайности в клаусталите, иногда полностью замещая его зерна. На рис. 1 показана псевдоморфоза молибдомениита по клаусталиту (белое поле в обратнорассеянных электро-

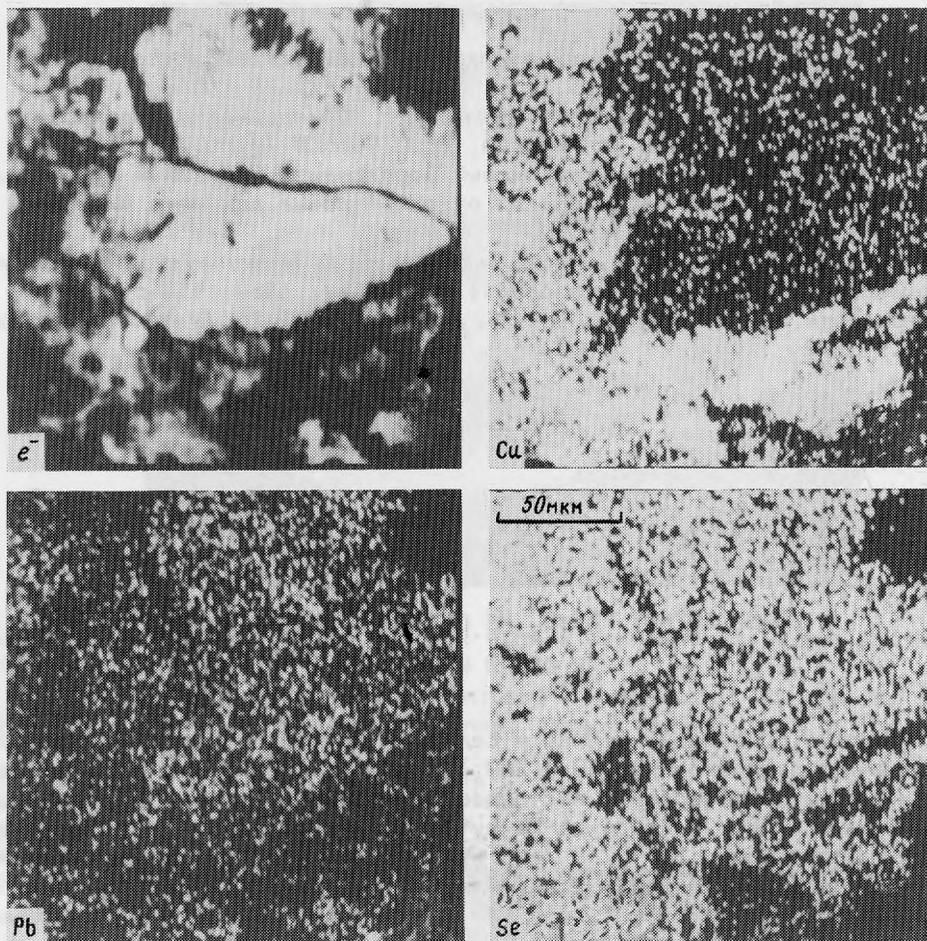


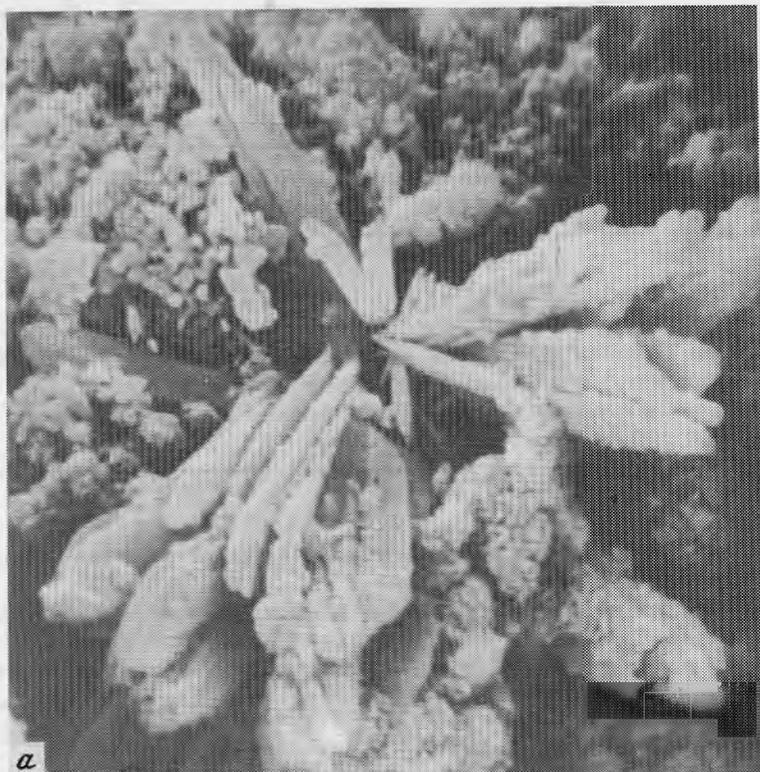
Рис. 1. Псевдоморфоза молибдоменита по клаусталиту, в агрегате умангита. Участок полированного аншлифа. Растровые картины в обратнорассеянных электронах (e^-) и характеристическом изучении указанных элементов

нах) в агрегате умангита. Выделения молибдоменита имеют размер до 1-2 мм и представляют собой микрокристаллический агрегат, сложенный индивидами до 1-2 мкм. Цвет минерала в агрегате белый, блеск матовый. В катодных лучах молибдоменит люминесцирует светло-голубым цветом.

В мелких (0,1-0,2 мм) пустотах среди клаусталита минерал образует налеты, состоящие из отдельных удлиненно-пластинчатых кристаллов размером до 10 мкм (рис. 2). В тесной ассоциации с молибдоменитом отмечается це-

Рис. 2. Кристаллы молибденита

а - в виде "лепестков" (в центре) в ассоциации с церусситом (крупные кристаллы по краям снимка); б - пластинчатые кристаллы молибдоменита в ассоциации со сферолитами неизвестного минерала. РЭМ, увел. 1200 (а), 3000 (б)



a



b

Таблица 1

Химический (в мас.%) состав молибдомениита

Компоненты	1	2	3	4	Теор.
PbO	67,8	68,5	68,5	66,9	66,79
SeO ₂	33,0	31,6	31,9	32,4	33,21
Сумма	100,8	100,1	100,4	99,4	100,00

Примечание. Анализы выполнены на электронном микроанализаторе MS-46 "Самеса"; ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 30 нА. Эталон - синтетический PbSe. Пересчет интенсивностей произведен по программе ZAF.

руссит (кристаллы до 0,2 мм) и ближе неопределенный минерал в виде сферолитов диаметром 0,3-0,4 мкм.

Химический состав молибдомениита определялся методом электронно-зондового микроанализа. Другие элементы с атомным номером больше 11, кроме Pb и Se, в составе минерала не обнаружены. В табл. 1 приведены результаты анализов по 4 различным зернам молибдомениита. Анализы пересчитаны (при

Таблица 2

Результаты расчета рентгенограмм молибдомениитов

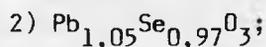
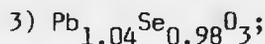
Южная Карелия			Серро-де-Качеута [9]			Рануик Майн, Онтарио [9]	
1			2			3	
hkl	d _{рассч}	d _{изм}	1	d _{изм}	1	d _{изм}	1
100	6,343	6,35	0,5	6,37	0,5	6,29	0,5
101	4,334	4,34	1	4,35	1	4,31	0,5
001	4,183	4,16	5	4,15	6	4,13	6
110	4,164						
111	3,409	3,406	4	3,43	7	3,40	7
011	3,334	3,325	6	3,32	9	3,31	9
201	3,178	3,178	6	3,17	7	3,16	8
200	3,172						
101	3,005	3,006	4ш	2,99	3	2,98	3
020	2,760	2,754	10	2,756	10	2,741	10
211	2,754						
210	2,750						
111	2,639	2,637	2	2,636	2	2,618	2
102	2,259	2,258	4	2,264	5	2,248	4
311	2,097	2,103				2,093	2
221	2,084	2,082	4ш	2,090	6ш	2,071	5
220	2,082						

Таблица 2 (окончание)

Южная Карелия			Серро-де-Качеута [9]			Рануик Майн, Онтарио [9]							
1			2			3							
hkl	d расщ	d изм	I	d изм	I	d изм	I						
121	2,032	2,030	2	2,023	5	2,013	3						
211	2,013	2,012	1	-	-	1,998	3						
310	1,974	1,977	1	1,965	2	1,962	1						
012	1,956	1,952	1	-	-	1,943	1						
302	1,891	1,897	2	1,892	3	1,888	2						
102	1,793	1,788	2	1,791	4	1,783	2						
312	1,789												
122	1,748	-	-	-	-	1,738	2						
401	1,716	1,724	1	-	-	1,714	1						
112	1,706	1,705	1	1,695	2шр	1,691	2						
222	1,704												
221	1,702												
031	1,684	1,681	1ш	-	-	1,672	1						
320	1,678												
301	1,650							1,652	1ш	1,647	1	1,640	2
								1,591	2ш	1,588	2	1,582	2
		1,560	2ш	1,563	2	1,554	2						
		1,527	2	1,526	2	1,519	3						
		-	-	1,497	0,5	1,491	0,5						
		1,457	1ш	1,457	3	1,450	2						
		1,435	1ш	1,435	2	1,426	1						
		1,417	1ш	-	-	1,407	1						
		1,399	1ш	1,401	1	1,394	1						
		1,378	1ш	1,375	0,5	1,370	1						
		1,352	1ш	1,351	0,5	1,343	0,5						
		1,321	1ш	1,316	1	1,314	0,5						
		1,301	1ш	1,299	2	1,294	1						
		1,282	1ш	1,284	1	1,276	1						
		1,263	1ш	1,264	1	1,262	0,5						
		-	-	1,241	0,5	1,236	0,5						
		1,232	1	1,230	1	1,224	1						

Примечание. Условия съемки: 1 - диаметр камеры 114,6 мм, Cr-излучение; 2 - диаметр камеры 57,3 мм, Cu/Ni-излучение; 3 - диаметр камеры 114,6 мм, Cu/Ni-излучение; ш - широкая линия, р - расплывчатая.

кислородном коэффициенте 3) на формулы, близкие к идеализированной $PbSeO_3$:



Рентгенограмма порошка молибдомениита из Южной Карелии (табл. 2) аналогична приведенной в работе Дж.Мандарино [9]. Уточнение параметров элементарной ячейки проведено в рамках пространственной группы $P2_1/m$: $a_0 = 6,863(4)$, $b_0 = 5,519(4)$, $c_0 = 4,526(1)$ Å; $\beta = 112,44(5)^\circ$; $V_0 = 157,7$ Å³.

При $Z = 2$ рентгеновская плотность $D_x = 7,035$ г/см³ (для идеализированной формулы).

На ИК-спектре, впервые полученном для природного молибдомениита, проявлены полосы поглощения, соответствующие валентным (1200, 1050, 790, 730, 685 см⁻¹) и деформационным (460 см⁻¹) колебаниям анионов SeO_3^{2-} (рис. 3).

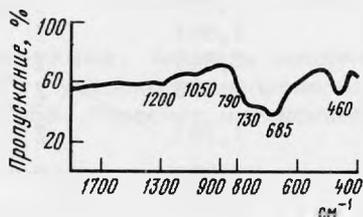


Рис. 3. ИК-спектр молибдомениита

Образование молибдомениита связано с процессами гипергенного окисления клаусталита. Характерно присутствие большого количества церуссита в ассоциации с молибдомениитом. Это говорит о том, что при окислении $PbSe$ лишь часть селена остается в зоне реакции в форме $PbSeO_3$, другая часть мигрирует в виде SeO_3^{2-} -ионов. Интересным фактом является и то, что кальцит, окружающий выделения измененного клаусталита, интенсивно растворен и представлен округлыми кавернозными зернами. Исходя из этих данных можно сделать вывод о том, что одна из основных форм миграции селена в поверхностных растворах данного района – селенит кальция $CaSeO_3$.

Авторы выражают признательность В.В.Павшукову (Всесоюзный геологический институт, Ленинград) и Я.А.Пахомовскому (Геологический институт КНЦ АН СССР, Апатиты) за консультации в процессе работы.

Литература

1. Бабкин П.В. 2. О некоторых селеновых и селеносодержащих минералах. 2. Кобальтистый смитсонит // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1958. № 13. С. 122-129.
2. Синдеева Н.Д. Минералогия, типы месторождений и основные черты геохимии селена и теллура. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 257 с.
3. Agrinier H., Geffroy J. Les minéraux sélénies du point uranifère de Liauzun-en-Orloix (Puy-de-Dôme): clauthalite, sélénium natif, sélénite de plomb et chalcomenite // Bull. Soc. fr. miner. et cristallogr. 1967. T. 90. P. 383-386.
4. Ahlfeld F., Reyes J.M. Las especies minerales de Bolivia. 3rd ed. La Paz: Banco Minero de Bolivia, 1955.
5. Bertrand E. Sur la molybdoménite (sélénite de plomb), la cobaltoménite (sélénite de cobalt) et l'acide sélénieux de Cacheuta (La Plata) // Bull. Soc. miner. France. Vol. 5, N 3. P. 90-92.
6. Fischer R. Kristallstruktur von Molybdomenit. $PbSeO_3$ // Tschermaks miner. und petrogr. Mitt. 1972. Bd. 17, H. 3. S. 196-207.
7. Goni J., Guillemin C. Données nouvelles sur les séléonites et séléniates naturels // Bull. Soc. fr. miner. et Cristallogr. 1953. T. 76. P. 422-429.

8. Hurlbut C.S., Aristarain L.F. Olsacherite, $Pb_2(SO_4)(SeO_4)$, a new mineral from Bolivia // Amer. Miner. 1969. Vol. 54, N 11/12. P. 1519-1527.
9. Mandarino J.A. Molybdomenite from the Ranwick Uranium Mine, Montreal River Area, Ontario // Canad. Miner. 1965. Vol. 8. P. 149-158.

УДК 549.73+552.322.2(574.4)

А.В.Волошин, Я.А.Пахомовский, А.Ю.Бахчисарайцев

О КАРИБИБИТЕ И ШНАЙДЕРХЁНИТЕ
ИЗ ПЕГМАТИТОВ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА
(первые находки в СССР)

Карибидит - сложный оксид железа и мышьяка - описан О.Кноррингом в 1973 г. как новый минерал, который был обнаружен им в виде коричневатожелтых волокнистых агрегатов в краевой части массивных обособлений леллингита в образцах из пегматитов Карибид, Намибия [4]. Ранее, в 1971 г. [3], этот минерал характеризовался им как арсенат железа. При описании карибидита О.Кнорринг со ссылкой на устное сообщение А.Като упоминает о находке подобного минерала в пегматитах Японии, Киура Майн, описанного как "арсенит железа" [4].

В 1973 г. были приведены данные по другому сложному оксиду железа и мышьяка, шнайдерхёниту, найденному в образцах из глубоких горизонтов зоны окисления известного полиметаллического месторождения Цумеб, Намибия [6].

Позднее карибидит в ассоциации со шнайдерхёнитом и другими вторичными арсенатами железа и кальция (скородитом и арсеносидеритом) был обнаружен в зонах изменения леллингита месторождения Бу-Аззер, Марокко [7]. Та же тесная ассоциация карибидита и шнайдерхёнита характерна и для находок этих минералов в пегматитах Бразилии, Минас-Жерайс, Урукум [1].

Нами карибидит и шнайдерхёнит обнаружены в виде поздних образований по леллингиту в полевошпат-мусковитовой зоне гранитных пегматитов Восточного Казахстана. Леллингит образует обособления неправильной формы размером в несколько сантиметров среди кварца и полевого шпата. Краевая зона таких выделений сложена плотным шнайдерхёнитом черного или буровато-черного цвета, в котором леллингит сохраняется частично в виде реликтов. Макроскопически кристаллическое строение этого черного минерала не видно, но в растворовом электронном микроскопе отчетливо проявляется пластинчатое строение индивидов шнайдерхёнита (рис. 1).

Карибидит образует оранжево-желтые корочки волокнистого строения и тонкие прожилки в краевой части шнайдерхёнита, являясь, по всей видимости, самым поздним минералом. Морфология его агрегатов показана на рис. 1, б. Сравнение наших наблюдений с приведенными растровыми микроскопическими снимками в ранних работах по карибидиту и шнайдерхёниту позволяет сделать вывод об однотипности морфологии этих минералов из гранитных пегматитов разных регионов мира.

Химический состав карибидита и шнайдерхёнита из Восточного Казахстана, выполненный методом локального рентгеноспектрального анализа на микроанализаторе МС-46 "Самеса", представлен в табл. I, где для сравнения приве-

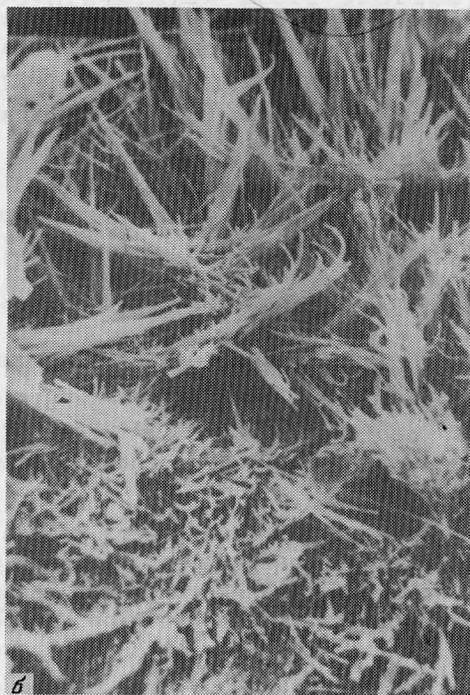


Рис. 1. Морфология выделений минералов

а - кристаллов шнайдерхенита, РЭМ, увел. 440; б - выделений кариббита, РЭМ, увел. 1200

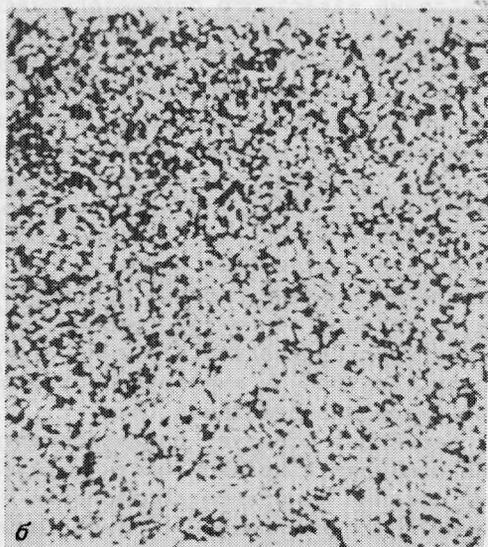


Рис. 2. Растровые картины участка шлифа в отраженных электронах (e^-) (а) и характеристическом излучении мышьяка (б)

Основная масса - кариббит, пластинчатые кристаллы - шнайдерхенит, белое - реликты леллингита. Увел. 240

Таблица I

Химический состав (в мас.%) карибибита и шнайдерхёнита

Минерал, месторождение	Fe ₂ O ₃	FeO	As ₂ O ₃	Сумма	Источник
Карибибит					
Восточный Казахстан	28,78		70,52	99,30	Наши данные
Карибиб, Намибия	29,1		68,8	99,8* ^{2*}	[4]
Урукум, Минас-Жерайс, Бразилия	28,69		71,14	100,11	
Шнайдерхёнит					
Восточный Казахстан		36,25	62,23	98,48	Наши данные
Цумб, Намибия		35,89	62,17	99,36 ^{3*}	[6]
Урукум, Минас-Жерайс, Бразилия		36,01	63,84	100,00 ^{4*}	[1]

4* Включая 1,9 H₂O. 2* Включая 0,28% H₂O. 3* Включая Ge 0,37, Zn 0,93%.
 Включая 0,15% H₂O.

дены и все известные анализы этих редких минералов железа и мышьяка. Карибибит и шнайдерхёнит характеризуются высокой степенью однородности, как это видно на растровых картинах в отраженных электронах (рис. 2), и не содержат примесных элементов в своем составе.

Если состав карибибита отчетливо рассчитывается на установленную для него формулу Fe₂As₄O₉ и эмпирическая формула казахстанского образца Fe_{2,01}As_{3,99}O₉ почти отвечает идеальной, то относительно расчета формулы шнайдерхёнита необходимы дополнительные пояснения. В первом описании минерала для него предложена формула, включающая все железо в закисной форме: Fe₈As₉O₂₃ [6]. Проведенные структурные исследования Б.Нубер [5] показали, что часть железа в минерале находится в окисной форме, и была предложена формула минерала в виде Fe₂²⁺Fe₆³⁺As₁₀³⁺O₂₆. Исследование структуры шнайдерхёнита, проведенное позднее Ф.Хауторн [2], подтвердило, что соотношение между закисным и окисным железом в шнайдерхёните равно 1:3, как и в работе [5], а формула минерала в упрощенном виде: Fe₂²⁺Fe₃³⁺As₅³⁺O₁₃. Действительно, в сумме анализа минерала, принимая все железо в закисной форме, отмечается некоторый дефицит как для нашего образца из Восточного Казахстана, так и для других приведенных в литературных источниках, где дефицит суммы анализа списывался на содержание воды в минерале. Расчет эмпирической формулы шнайдерхёнита на суммарное железо приводит к хорошей согласованности, и формула имеет вид Fe_{4,01}As_{4,99}O₁₃, однако количество железа в закисной и окисной форме, по-видимому, не строго соответствует 1:3, а несколько изменяется в этих пределах.

Результаты рентгенометрического изучения карибибита из Восточного Казахстана показали его идентичность результатам, приведенным в литературе по этому минералу (табл. 2). Рассчитанные параметры элементарной ячейки

Таблица 2

Межплоскостные расстояния (в Å) карибита

I				2		3	
I	d	hkl		I	d	I	d
2	7,1	101	400	5	6,96	2	7,08
6	6,4	201	110	40	6,35	37	6,42
5	5,4	310		30	5,35	25	5,40
5	4,84	011		20	4,76	33	4,73
5	4,67	600		30	4,65		
I	4,33	311					
I	4,03	411					
I	3,73	610					
I	3,63	510	002				
5	3,50	800	202	50	3,496	68	3,525
7	3,38	710	302	20	3,377	53	3,401
				25	3,262	28	3,302
8	3,17	220	012	80	3,176	93	3,186
10	3,10	810		70	3,088	80	3,100
7	3,07	320		30	3,040		
				5	2,968		
2	2,932	121	221	5	2,910		
5	2,811	520	910	80	2,802	80	2,822
5	2,684	620	702	45	2,672	68	2,698
2	2,627	521					
I	2,510	621	802				
7	2,408	122					
8	2,389	103	222	100	2,384	100	2,388
7	2,363	203					
I	2,257	821	013				
2	2,109	330		15	2,110	41	2,227
I	2,033	331					
I	1,990	822					
2	1,919	1401				36	1,949
3	1,816	1003					
2	1,749	1122		30	1,748	32	1,743
				15	1,729		
I	1,652	1130					
3	1,557	904		30	1,556		
2	1,527	1330					
3	1,442	1431		20	1,438		

Примечание. I - Восточный Казахстан; 2 - Карибиб, Намибия [4];
3 - Урукум, Бразилия [1]. Условия съемки: камера РКУ 114,6 мм, Fe-излучение.

минерала близки таковым из других месторождений:

	Восточный Казахстан	Карибб, Намибия [4]	Урукум, Минас-Жерайс, Бразилия [1]
a	27,91(2)	27,91	28,11
b	6,530(7)	6,53	6,40
c	7,203(9)	7,20	7,49

Первое описание шнайдерхёнита содержало рентгенограмму порошка минерала с малым числом линий. Хотя наш образец диагностировался однозначно, тем не менее рентгенограмма порошка шнайдерхёнита из Восточного Казахстана содержит значительно большее число линий. Описание шнайдерхёнита из Марокко [7] сопровождается также полной рентгенограммой по этому минералу, которая хорошо согласуется с нашими данными (табл. 3).

Таблица 3

Межплоскостные расстояния (в Å) шнайдерхёнита

1		2		3		4		
I	d	I	d	I	d	I	d	hkl
						10	8,11	010
4	<8,1					10	7,923	011
						5	7,541	-101
10	7,3	100	7,25	100	7,37	100	7,267	100
I	5,0					5	5,020	11 -1
						5	4,771	111
2	4,56	30	4,420	7	4,48	10	4,532	-110
						5	4,422	-201
						5	4,310	121
5	4,16	30	4,099	15	4,15	70	4,143	21 -1
						5	4,010	210
4	3,95	30	3,896	13	3,93	60	3,926	-121
I	3,75					30	3,771	-202
						10	3,685	-211
4	3,64	100	3,583	100	3,64	80	3,641	200
I	3,59							220
3	3,37	80	3,320	15	3,35	80	3,354	002
I	3,29					40	3,297	12 -1
						40	3,209	032
3	3,15	70	3,117	22	3,15	80	3,150	122
I	3,10					40	3,102	11 -2
I	3,02					30	3,015	-123
8	2,971					100	2,965	-132
						40	2,937	1 -11
9	2,920	100	2,891	43	2,92	100	2,910	-302
5	2,832	30	2,799	14	2,82	60	2,826	230
3	2,761	30	2,727	13	2,74	60	2,751	023
2	2,703					40	2,690	32 -1
I	2,624	100	2,598	22	2,62	40	2,626	201
						10	2,599	-103
						10	2,550	-311

Таблица 3 (окончание)

I		2		3		4		
I	d	I	d	I	d	I	d	hkl
						5	2,503	-313
5	2,45I					30	2,450	-233
						40	2,433	142
						50	2,416	300
2	2,372	90	2,399	42	2,42	10	2,357	041
2	2,320	10	2,341			20	2,316	241 043
2	2,282	10	2,304			30	2,271	321 -313
3	2,221	80	2,255	14	2,27	5	2,236	003 I -30
		80	2,202			50	2,217	-402
2	2,160	50	2,159			20	2,175	-231
I	1,862							
3	1,749							
I	1,689							
I	1,628							
3	1,613							
3	1,599							
2	1,551							
I	1,511							
3	1,478							
I	1,401							

Примечание. I - Восточный Казахстан; 2 - Цумеб, Намибия [6]; 3 - Урукум, Бразилия [1]; 4 - Марокко [7]. Условия съемки: камера РКУ ИИ4,6 мм, Fe-излучение.

Образование шнайдерхёнита и карибита связано с изменением первичного арсенида железа - леллингита в гранитных пегматитах в условиях повышенного окислительного потенциала, которое выразилось в постепенном переходе закисной формы железа в окисную с образованием ряда леллингит-шнайдерхёнит-карибит. В других пегматитах (Карибит, Намибия; Урукум, Бразилия) в условиях дальнейшего окисления и мышьяка с переходом его в высшую валентность этот ряд дополняется арсенатами железа.

Образец со шнайдерхёнитом и карибитом из пегматитов Восточного Казахстана находится в коллекции Минералогического музея им. А.Е.Ферсмана АН СССР.

Литература

1. Cassedanne J.P., Cassedanne J.O, Carvatho H.F. Lollingite, uraninite et produits de leur alteration dans la pegmatite de l'Uru-cum (Minas Gerais) // Ann. Acad. brasil. cienc. 1986. Vol. 58, N 2. P. 249-266.
2. Hawthorne F. Schneiderhohnite $Fe^{2+}Fe_3^{3+}As_5^{3+}O_{13}$ a density packed arsenite structure // Canad. Miner. 1985. Vol. 23, N 4. P. 675-679.
3. Knorring O.V. Notes on minerals from the Karibib area in the South West Africa // Univ. Leeds Res. Inst. Afr. Geol. Annu. Rev. 1971. N 15. P.63.
4. Knorring O.V., Sahama T.G., Rehtijarvi P. Karibibite, a new

FeAs mineral from South West Africa // Lithos. 1973. Vol. 6, N 3. P. 265-271.

5. Nuber B. Das neue Mineral Schneiderhohnite, ein Eisen-Arsen-Oxid von Tsumeb, seine Erzparagenese und Kristallstruktur: Diss. Heidelberg, 1975. 80 S.
6. Ottemenn J., Nuber B., Geier B.H. Schneiderhohnite, ein natürliches Eisen-Arsen-Oxid aus der Tiefen Oxidationzone von Tsumeb // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1973. H. 11. S. 517-523.
7. Scmetzer K., Tremmel G., Bartelke W. Eine Paragenese seltener Minerale aus Bou-Azzer, Marokko: Parasymplesit, Symplesit, Schneiderhöhnit, Karibibit // Neues Jb. Miner. Abh. 1980. Bd. 138, H. 1. S. 94-108.

УДК 549.5

М.Д.Дорфман, А.В.Сивцов, А.И.Цепин
ПЕРВАЯ НАХОДКА КОРОНАДИТА В МОНГОЛИИ

На территории северо-западной части Южно-Гобийского аймака, в районе сомона Мандал-Обо на юге Монголии, среди разнообразного комплекса пород мезозоя - эффузивов, субвулканических интрузивных и эффузивных пород, карбонатно-силикатных пирокластов и тесно связанных с ними серий карбонатитов Мушугай-Худука [2] встречена дайка карбонатитов своеобразной глобулярной текстуры, в которой установлен довольно редкий минерал коронадит. Дайка резко выделяется формой обнажения среди равнинных четвертичных отложений. Внешне она напоминает развалины древней стены. Это своеобразное крутопадающее тело размером около 5x1,5 м при высоте до 3 м. По простиранию оно резко обрывается и далее не прослеживается. В непосредственном контакте с одной из сторон дайки наблюдаются небольшие прожилки целестина, минерала, характерного для многих жильных карбонатитовых тел Мушугай-Худука.

Глобули, в которых установлен коронадит, бурого цвета. Диаметр их от 1,5 до 1,2 см. Цементированы они плотным светло-серым цементом (рис. 1). Контакт этих округлых тел с цементом резкий, но иногда края их рассечены мелкими выклинивающимися к центру трещинками, выполненными мелкозернистым доломитом. Сами глобули обладают слабо выраженной концентрической зональностью, которая не очень четко и не повсеместно проявляется в чередовании полос бурой окраски разной интенсивности. Ядро некоторых таких образований нередко состоит из мономинерального светло-серого доломита.

Химический состав глобуль приведен в табл. 1. Обращает на себя внимание высокий процент кремнезема, который, как установлено рентгеновским анализом, отвечает структуре кварца.

Коронадит приурочен только к глобулям. В них он наблюдается в виде мелких разрозненных неправильной формы зерен размером не более 1 мм в по-

1 Кварц в глобулях установлен после растворения доломита в слабой соляной кислоте. Минерал настолько тонкодисперсный, что в смеси с бурыми окислами железа неразличим даже под микроскопом.

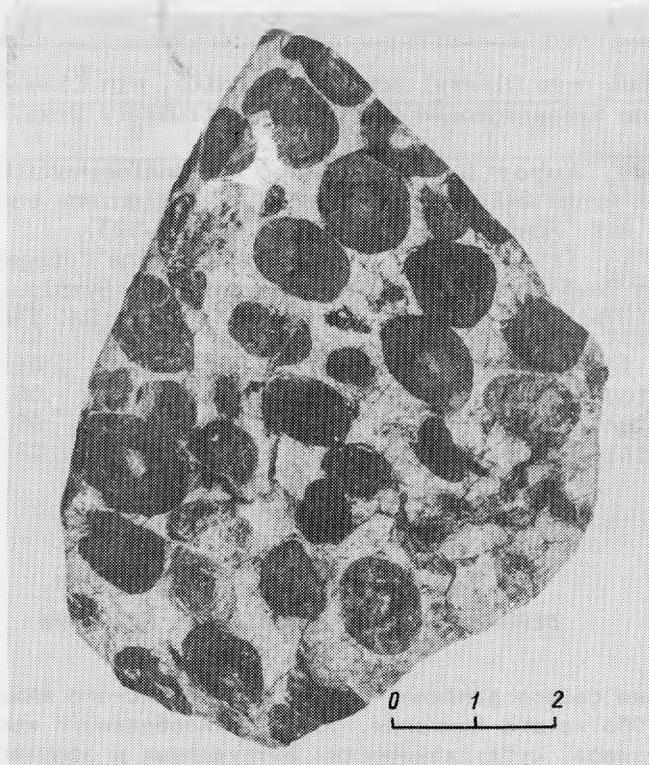


Рис. 1. Глобулярный карбонатит

Цементом глобуль является доломит. Коронадит - темные пятна в глобулях

перечнике. Лишь иногда они подчиняются концентрической зональности. Минерал темно-бурого, почти черного, цвета. Тв. около 5,5. В шлифах непрозрачный. В аншлифах свинцово-белый. Кривая спектра отражения характеризуется крутым подъемом в интервале 300-420 нм и пологим спуском в интервале 420-700 нм.

Исследование коронадита производилось на просвечивающем электронном микроскопе "JEM-100С", оборудованном гониометром с углом наклона $+60^\circ$ и энергодисперсной приставкой "KEVEX-5100" и на микроанализаторе "MS-46 Сатеса".

Коронадит на электронно-микроскопических изображениях представлен удлиненными вдоль оси с микрокристаллами (рис. 2, а, б, 3). Полученные от них энергодисперсионные спектры содержали из катионной группы Mn и Pb (рис. 2, в). От отдельных микрокристаллов получены серии электронограмм, отображающих различные плоскости обратной решетки изучаемого минерала (одна из электронограмм показана на рис. 2, г). Их расчет позволил определить параметры тетрагональной элементарной ячейки, равные $a = b = 9,90 \pm 0,03 \text{ \AA}$; $c = 2,86 \pm 0,03 \text{ \AA}$.

Химический состав коронадита по данным рентгеноспектрального микроанализатора приведен в табл. 2.

Формула коронадита по справочным данным [4], $\text{Pb}(\text{Mn}^{4+}, \text{Mn}^{2+})_8 \text{O}_{16}$ при соотношении Mn^{2+} к $\text{Mn}^{4+} = 1:7$. Исходя из усредненного состава и суммарного

Таблица 1

Химический состав (в мас.%) глобуль карбонатита

Элементы	Анализ 1	Анализ 2	Элементы	Анализ 1	Анализ 2
SiO ₂	19,33	20,10	H ₂ O ⁻	0,28	0,58
TiO ₂	0,02	0,00	H ₂ O ⁺	0,45	
Al ₂ O ₃	0,00	0,57	CO ₂	33,71	33,12
Fe ₂ O ₃	3,91	4,20	SrO	0,46	0,44
FeO	0,00	0,00	PbO	0,57	0,70
MnO	1,27	1,39	BaO	0,10	0,20
MgO	14,72	15,68	ZnO	0,12	не опр.
CaO	22,17	22,36	P ₂ O ₅	0,16	"
Na ₂ O	0,10	0,11			
K ₂ O	0,02	0,028			
Сумма					99,60

Примечание. SiO₂ - нерастворимый остаток. Аналитики: ан. 1 - Е.П.Федотова, ан. 2 - Г.А.Арапова.

Таблица 2

Химический состав (в мас.%) коронадата

Элементы	Ан. 1		Ан. 2		Ан. 3		Примечание
	металл	окисел	металл	окисел	металл	окисел	
Mn	42,90	66,97	40,03	62,49	42,55	66,42	Исходя из Mn ⁴⁺ :Mn ²⁺ = 7:1
Ca	0,65	0,91	1,17	1,64	0,60	0,84	
Si	0,26	0,56	0,48	1,03	0,23	0,49	Как Fe ₂ O ₃
Fe	2,49	3,56	4,48	6,41	2,14	3,06	
Pb	27,29	29,39	25,80	27,79	26,57	28,62	
Mg	0,31	0,51	0,34	0,56	0,29	0,48	
Сумма		101,90		99,92		99,91	

Примечание. Условия съемки на микроанализаторе MS-46 "Сатеса": рабочее напряжение 20 кВ, ток поглощенных электронов 36 нА, размер зонда 2-3 мкм. Эталоны съемки: эгирин (CaK, FeK, SiK), PbS(Pb), оливин (MgK), MnCO₃ (MnK). Относительные интенсивности пересчитывались в концентрации на ЭВМ "Сапон CX-1" по программе "Шума" [1]. Состав матрицы глобуль измерялся при тех же условиях. Однако в связи с неоднородностью объекта исследования измерения проводились в 80 точках образца с последующей статистической обработкой результатов измерения. Из полученных данных удалялись точки, лежащие за пределами статистического разброса измеренных интенсивностей. После такой обработки рассчитанный на ЭВМ состав карбонатной части матрицы отвечал доломиту: FeO - 1,67%, CaO - 30,47, SiO₂ - 0,21, MgO - 18,65%, CO₂ - 47,71 (теоретическое содержание исходя из формулы). Сумма 98,71.

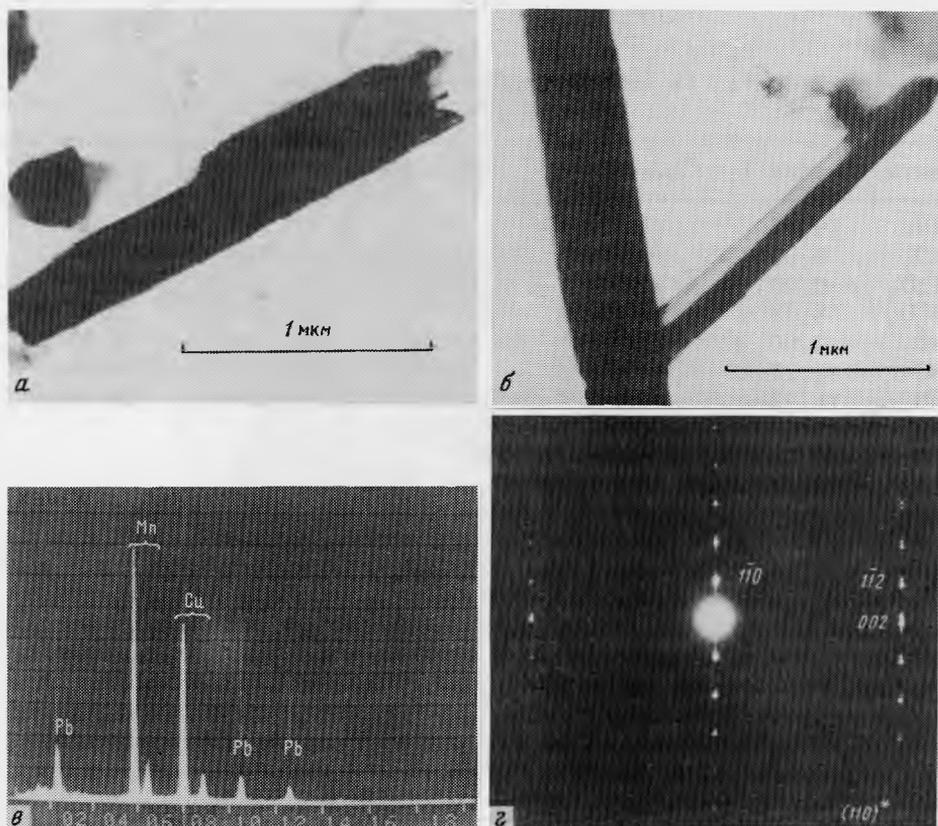


Рис. 2. Электронно-микроскопическое изображение микрокристаллов коронадита (а, б); энергодисперсный спектр, полученный от одного из микрокристаллов (пик Cu от прибора; в); электронограмма, отражающая плоскость $(110)^*$ обратной решетки коронадита (г)

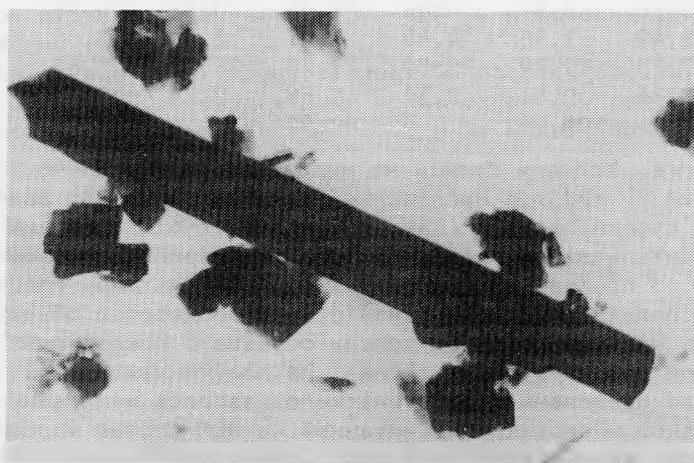


Рис. 3. Электронно-микроскопическое изображение коронадита
Вокруг кристалла коронадита - кристаллики мanganита

формульного коэффициента, равного 25, расчет приводит к следующим результатам:

$Pb_{1,16}(Mn_{7,04}Fe_{0,50}Ca_{0,18}Mg_{0,12})_{7,84}O_{16,00}$ или $PbMn_8O_{16}$, что соответствует теоретической формуле минерала при учете, что Mn^{2+} изоморфно замещается Fe, Ca, Mg.

Все известные и многочисленные находки коронадита связаны с зоной окисления свинцово-цинковых или марганцевых месторождений. Это относится к первой находке минерала в кварцевых жилах Коронадо в США (Клифтон-Моренси, штат Аризона) [6], к марганцевым месторождениям Индии [7], Марокко [5], к месторождениям в Узбекской ССР - Сартабулак [3], Каргашинкан и другим, где коронадит находится в ассоциации с браунитом, псиломеланом, пиролюзитом, криптомеланом, манганитом.

Первая находка коронадита в Монголии интересна еще и тем, что минерал оказался в необычной для него геологической обстановке - в дайке глобулярного карбоната. Присутствие в матрице глобуль таких рассеянных элементов, как Zn, Ba, Sr, P, может служить косвенным доказательством того, что в первичном неокисленном карбонате могли быть минералы группы сульфидов, сульфатов или фосфатов перечисленных выше минералов, которые в зоне окисления оказались неустойчивыми.

Литература

1. Боронихин В.А., Цепин А.И. Программа универсальная для расчета поправок и статистической обработки результатов текущих измерений при количественном рентгеноспектральном микроанализе ("PUMA") // Анализы и методы расчета анализов. Л.: Машиностроение, 1980. Вып. 23. С. 204-217.
2. Коваленко В.И., Самойлов В.С. Комплексы щелочных пород и карбонатов Монголии. М.: Наука, 1983. 200 с.
3. Касымов А.В. О коронадите и гаусманите из Сартабуткана (УзССР) // Вопросы минералогии и геохимии. Ташкент, 1964. С. 240-247.
4. Fleisher M. Glossary of mineral species. Tucson, 1983. 202 p.
5. Hewett D.F., Fleisher M., Conklin N. Deposits of the manganese oxides. Supplement // Econ. Geol. 1963. Vol. 58. P. 1-5.
6. Lindgren W. Coronadite: redivivus // Amer. Miner. 1933. Vol. 18, N 11/12. P. 541-542.
7. Roy - mineralogy and texture of the manganese ore Bodies of Dongari Buzurg, Rhandara District, Indna // Econ. Geol. 1959. Vol. 54, N 8. P. 1556-1574.

М.Д.Дорфман, В.Ф.Егоров

ПЕРВАЯ НАХОДКА НОРДСТРАНДИТА
В ХИБИНСКОМ ЩЕЛОЧНОМ МАССИВЕ

В керне одной из разведочных скважин на плато Расвумчорр (рудник Центральный) при пересечении скважиной апатитового рудного тела был обнаружен прожилок мощностью около 1 см, состоящий из двух редких для Хибин минералов: тетранатролита и нордстрандита.

Первое описание тетранатролита относится к щелочному массиву Илимаусак в Гренландии [2]. В СССР тетранатролит впервые был установлен в Ловозерском щелочном массиве в уссингит-натролитовых прожилках, секущих уртиты [1]. Внешне ромбический и тетрагональный натролиты неразличимы, но легко устанавливаются по дифрактограммам. Позднее Ю.П.Меньшиков нашел тетранатролит и в Хибинах, где он наблюдался в виде тонких корок на головках друз мелкокристаллических кристаллов ромбического натролита или в плотных мелоподобных скоплениях в интерстициях крупных кристаллов пектолита.

Описываемый нами тетранатролит образует жилку симметричного строения, в которой длинные игольчатые кристаллы растут навстречу друг другу от зальбанда к зальбанду. Минерал бесцветный, прозрачный. Блеск стеклянный, тв. около 5,5. Пок. пр.: $n_p = 1,477$, $n_g = 1,493$. Одноосный, положительный. Межплоскостные расстояния (табл. 1) идентичны тетранатролиту из Гренландии.

Нордстрандит $Al(OH)_3$ впервые был установлен в красных почвах Саравак (Борнео), содержащих много гётита, кварца, каолинита, окислов марганца [4]. Позже он был обнаружен на о-ве Гуам (Марианские острова) в пустотках верхнемиоценового известняка, залегающего на выветрелых базальтах, заполненных глинистым веществом, на котором наблюдались прозрачные кристаллики кальцита; нордстрандит отлагался последним с образованием пучков кристаллов [3].

В Хибинах этот новый для массива минерал приурочен к ядру прожилка тетранатролита, где образует мелкие разрозненные скопления тонких плоских клиноподобных кристалликов размером не более 1,5 мм в поперечнике. Минерал бесцветный, водяно-прозрачный, гипсоподобный с весьма совершенной спайностью по (110). Блеск сильный перламутровый. Тв. около 3: хрупкий. В проходящем свете под микроскопом: $n_p = 1,596$, $n_m = n_g = 1,580$; двuosный, положительный, удлинение отрицательное. Угол оптических осей небольшой. Порошкограмма (табл. 2) идентична порошкограмме нордстрандита из Гуама [3].

Парагенезис тетранатролита и нордстрандита, этих двух редких для Хибин минералов, указывает на то, что они образовались в низкотемпературную гидротермальную стадию процесса. В этих условиях Al, как правило, принимает участие в образовании цеолитов и некоторых алюмосиликатов. И лишь иногда, когда алюминий в растворах оказывается в избытке, создаются благоприятные условия для образования нордстрандита, полиморфной модификации гиббсита.

По-видимому, образование нордстрандита возможно не только в Хибинах, но и в других месторождениях, в которых геохимическая ситуация близкая. Примером тому может быть неописанная Ю.С.Кобяшевым находка нордстрандита в карбонатах Вуорвиарви.

Таблица I

Межплоскостные расстояния (в Å) тетраנתролита

№ п/п	I	d /п изм.	№ п/п	I	d /п изм.
1	4	6,85	30	Ip	1,681
2	6	6,04	31	2	1,655
3	3	4,88	32	3	1,633
4	5	4,48	33	I	1,614
5	I	4,22	34	2	1,570
6	<I	3,78	35	Ip	1,539
7	<I	3,48	36	2	1,515
8	3	3,27	37	2	1,490
9*	I	3,23	38	2	1,464
10	2p	3,14	39	Ip	1,422
11	10	2,95	40	I	1,399
12	I	2,92	41	I	1,386
13	I	2,86	42	4	1,341
14	3	2,66	43	2ш	1,311
15	I	2,60	44	Ip	1,292
16	3	2,51	45	Ip	1,276
17	Ip	2,45	46	2p	1,247
18	Ip	2,33	47	I	1,233
19	2	2,26	48	3	1,217
20	2	2,19	49	2	1,188
21	2p	2,08	50	I	1,171
22	Ip	2,02	51	Iш	1,155
23	2	1,971	52	Iш	1,135
24	I	1,911	53	I	1,105
25	2	1,878	54	I	1,092
26	I	1,843	55	I	1,053
27	3	1,810	56	2ш	1,026
28	3	1,766	57	I	1,019
29	I	1,725			

* Возможно, β-линия.

Примечание. Условия съемки: УРС-2,0, камера РКД - 57,3 мм, анод - Fe, фильтр - Mn, диаметр шарика 0,5 мм, экспозиция 3 ч, U = 20 кВ, I = 30 мА. Введены поправки на поглощение и эффективный диаметр камеры, ошибка измерения d - I% d; p - размытая, ш - широкая линия. Аналитик Д.И.Белаковский (лаборатория МГРИ).

Таблица 2

Таблица межплоскостных расстояний нордстрандита

№ п/п	I	d /п изм.	№ п/п	I	d /п изм.
1	10	4,81	30	2	1,565
2	9	4,39	31	2	1,544
3	1	4,21	32	6	1,507
4	3	3,92	33	2	1,478
5	2	3,61	34	5ш	1,461
6	2ш	3,36	35	6	1,438
7	2	3,16	36	<1	1,429
8	1	2,99	37	<1	1,410
9	1ш	2,84	38	3	1,400
10	1	2,71	39	1	1,381
11	2	2,64	40	2ш	1,358
12	4	2,47	41	1р	1,330
13	5	2,40	42	2	1,315
14	<1	2,36	43	2	1,303
15	5р	2,29	44	<1	1,282
16	6р	2,23	45	<1	1,271
17	4р	2,16	46	3	1,247
18	<1	2,13	47	1р	1,226
19	1	2,07	48	3	1,217
20	5	2,01	49	2р	1,208
21	4	1,900	50	3	1,191
22	<1	1,851	51	3	1,181
23	3	1,802	52	1	1,162
24	3	1,772	53	2	1,146
25	4р	1,740	54	1р	1,132
26	1	1,693	55	1р	1,115
27	1	1,676	56	1р	1,104
28	2ш	1,654	57	1р	1,092
29	3	1,594	58	1р	1,082

Примечание. Условия съемки: УРС - 2,0, камера РКД - 57,3 мм, анод - Fe, фильтр - Mn, диаметр шарика - 0,5 мм, экспозиция-3 ч, U = 20 кВ, I = 30 мА. Введены поправки: на поглощение и эффективный диаметр камеры. Ошибка измерения d = 1% d; р - размытая, ш - широкая линия. Аналитик Д.И.Белаковский (лаборатория МГРИ).

Литература

1. Гусева Л.Д., Меньшиков Ю.П., Романова Т.С., Буссен И.В. Тетрагональный натролит из Ловозерского щелочного массива // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1975. Ч. 104, вып. 1. С. 66-69.
2. Andersen E.K., Dan M., Petersen O.V. A tetragonal natrolite // Medd. Grønland. 1969. Bd. 181, N 10. P. 1-17.
3. Nathaway I.C., Schlanger S.O. Nordstrandite ($Al_2O_3 \cdot 3H_2O$) from Guam // Amer. Miner. 1965. Vol. 50. N 7/8. P. 1029.
4. Wall I.D.R., Wolfenden E.B., Deans E.K. Nordstrandite in soil from West Sarawak, Borneo // Nature. 1962. Vol. 196, N 4851. P. 261-265.

С.А.Иншаков, П.С.Мочалов, А.Ф.Ласковенков, В.Я.Герасименко

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛОВ ТАНТАЛА В ГЕОХИМИЧЕСКОМ ПРИЗНАКОВОМ ПРОСТРАНСТВЕ

При систематике минералогических данных, а также в прикладных задачах нередко приходится сталкиваться с вопросом: каковы взаимоотношения всех минералов, для которых определены содержания одного или нескольких элементов? Этот вопрос касается сравнения и классификации минералов по содержаниям химических элементов, и мы кратко рассмотрим его на примере минералов тантала, при этом придется затрагивать и другие минералы и родственные танталу элементы: ниобий, а также титан, кремний. Будем считать, что опубликованные химические анализы допускают упорядочение минералов по величинам содержащихся в них элементов. Поскольку данное сообщение не является подробным систематическим обзором, список всех первоисточников не приводится.

Кадастр минералов тантала, судя по публикациям разных лет, насчитывал в 1964 г. 27 видов, в 1969 г. - 31, в 1979 г. - 40, в 1983 г. - 47. На 1985 г. было известно 85 минеральных видов с содержанием пятиоксида тантала более 5%, на 1988 г. - таковых свыше 100 минералов. Определения содержаний тантала затронули более 200 минеральных видов, исследовались группы и разновидности минералов. Весь кадастр минералов тантала целесообразно разделить на два списка: собственно минералы тантала (табл. 1) и минералы с изоморфным вхождением тантала в кристаллическую решетку (табл. 2). Граница между списками достаточно условная. Несмотря на открытие новых минералов тантала список собственно танталовых минералов пока относительно невелик (учтены обзоры по 1988 г.). Оба списка неизбежно изменятся при систематизации минералов, включая переоценку данных анализов в историческом плане, упорядочение терминов и др.

Этот минеральный кадастр неоднороден и в значительной мере отражает изученность объекта. Как следует из рис. 1, пик распределения изученных по содержанию тантала минералов приблизительно соответствует $1\% \text{Ta}_2\text{O}_5$. По такому же закону распределяются и минералы, перерабатываемые промышленностью: танталит, микролит, воджинит, колумбит, касситерит, ильменорутил, лопарит, пирохлор, стрюверит, фергусонит, эвдиалит. Другой пик в распределении принадлежит собственно минералогическим объектам - высокотанталовым минералам, часть из которых открыта недавно. Пик около $0,001\%$, вероятно, связан с округлением малых величин на пределе чувствительности обычных химических анализов. Различным физико-химическим определениям малых содержаний тантала соответствуют уменьшающиеся повторяемости содержаний в интервале $0,00001-0,0001\%$. В целом распределение асимметричное и аппроксимируется степенной функцией, что делает более удобными логарифмические шкалы.

Пунктирными линиями на рис. 1 показаны распределения собственно танталовых минералов (I) и минералов с изоморфным вхождением тантала (II). Пользуясь разными кривыми распределения можно приблизительно разбить и списки минералов тантала в общем кадастре - соответственно табл. 1 и 2. Понятно, что такое разбиение предварительное, и в любом случае некоторые минералы искусственно оказываются в одной из групп. Таков, например, колумбит с широким диапазоном величин содержаний Ta_2O_5 , условно отнесенный к списку табл. 2.

Прикладные аспекты, например интересы промышленной переработки сырья или требования машинной обработки данных, зачастую не позволяют использо-

Таблица I
Минералы тантала I

Минерал	Ta ₂ O ₅ , %	Минерал	Ta ₂ O ₅ , %
Алюмотантит	81,1	Самарскит-(Y)	1,8-41,4
Баримикролит	71,6	Скандиоксиолит	37-45
Бариипирохлор	0,06-9,6	Соседкоит	91,2
Бехиерит	70-73,8	Станномикролит	47-77,8
Бисмутомикролит	45,5	Станнострюверит	39,0
Виджецит	36,0	Станнотанталит	62,5-71
Висмутомикролит	79,7	Стибиобетафит	19,3
Висмутотанталит	30-48,7	Стибиовисмутотанталит	10,0-57,5
Воджинит	53-75,4	Стибиотанталит	36-58
Зимбабвеит	46,5	Стрюверит	6,0-39,5
Иксиолит	60,6-77,2	Танталильменорутил	23,5
Иртышит	77,6	Танталит	46,5-85,3
Иттробетафит-(Y)	2,7-II,8	Танталоколумбит	12-38,8
Иттропирохлор-(Y)	5,5-49,9	Танталопирохлор	29-58
Иттротанталит-(Y)	37,3-46,2	Танталэшинит	32,1
Ишикаваит	15,0-19,2	тантит	98,3
Карбид тантала	93,8	Тантполикраз	13,0-23,1
Кальциотантит	91,1	Тантэвксенит	23,0
Кимробинсонит	78,5	Титаново-калиевый	
Лиандратит	15,0	рихтерит	69,9-74,9
Литиотантит	71,6	Уранмикролит	64,0-77,8
Манганотапиолит	76,3-79,8	Уранопирохлор	10,5-II,7
Микролит	37,6-79,7	Уранпирохлор	8,0-60,8
Натровистантит	56,4-56,5	Фергусонит-(Y)	0,5-17,0
Натротантит	91,3	Ферриильменорутил	10,5
Ниоботанталит	40,3-60,4	Ферримикролит	73,5-78,0
Ниоботоролит	5-10	Ферриниоботанталит	42,0-46,0
Парабаримикролит	80,6	Ферротанталит	70,5-82,2
Петшикит	46,0	Ферротанталоколумбит	23,2
Пирохлор	0,11-45,0	Форманит-(Y)	55,5
Плюмбомикролит	33,5-53,8	Цезплюмтантит	68,3
Плюмбоиттропирохлор	14,2	Цезстибтантит	72,5
Поликраз	0,22-13,9	Цериопирохлор-(Ce)	0,30-5,9
Ранкамаит	69,5-73,6	Эвксенит	1,0-21,6
Ринерсонит	58,4-66,6		

I

Названия минералов в табл. I и 2 приведены в соответствии с правилами Комиссии по новым минералам ММА (Никель Э., Мандарино Д. Минерал. журн. 1989. Т. II, № I. С. 51-86). В этих правилах перечислены дискредитированные названия минералов, уточнена номенклатура редкоземельных минералов. В нашем случае это помогло упорядочить часть терминов. Предстоит более полная систематизация минералов тантала.

Таблица 2

Минералы с изоморфным вхождением тантала

Минерал	Ta ₂ O ₅ , %	Минерал	Ta ₂ O ₅ , %
Айналит	2	Лопарит-(Ce)	0,46-2,0
Алюмобетафит	0,2-14,0	Луешит	0,1-4,2
Анализ	0,09	Магнезиоастрофиллит	0,08
Астрофиллит	0,008-0,1	Магнезиоильменит	1,4
Бадделеит	0,08-1,6	Магнезиоколумбит	10,4-30
Баотит	2,0	Манганнептунит	0,005
Батисит	0,36	Манганоколумбит	2,4-30,6
Белянкинит	0,08-0,93	Манганоильменит	0,015-0,017
Бетафит	0,39-13,9	Натрониобит	0,03-1,0
Бломстрандин	0,62-2,0	Николайит	0,40
Брукит	0,001-0,01	Ниоболабунцовит	0,02
Велерит	0-0,1	Ниоболопарит	0,43-0,93
Вольфрамит	0,001-0,89	Ниобозинит	0,75-3,8
Вудьяврит	0,15	Плюмбобетафит	1,6
Вуэннемит	0,23	Плюмбоколумбит	7,2
Герасимовскит	0,02-6,3	Плюмбопирохлор	0,75-5
Гетценит	0,02-0,11	Ризерит	4,0
Гидроастрофиллит	0,82	Рутил	0,02-0,03
Гидромурманит	0,56	Свинцовый уранпирохлор	3,7
Гюбнерит	0,0006	Стибиоколумбит	11-16
Дизаналит	0,028-9,5	Стронциопирохлор	1,4
Джонуолкит	5,1	Танталферсмит	1,5
Дравит	0,0002-0,0006	Титанит	0,07-0,7
Ильменорутил	0,15-23,5	Титанколумбит	1,7-2,5
Ильменит	0,0001-0,08	Титанлуешит	0,8-4,5
Иринит	6,3	Титаноловент	7,0
Иттроколумбит-(Y)	21,5	Ториоферсмит	1,2
Иттроэшинит	0,48	Торозшинит	0,58
Кальциобетафит	2,4	Урановый иттропирохлор	2,5-4,9
Касситерит	0,047-12,5	Ураноторит	5,9
Катаплеит	0,05-0,08	В-Фергусонит-(Ce)	0,09
Кейльгауит	0,05-0,21	В-Фергусонит-(Nd)	0,11
Кнолит	0,16	Ферриторит	0,02-0,08
Кошвит	2	Ферриураноторит	0,19
Кобеит-(Y)	4,8-5,4	Ферроколумбит	2,6-39,6
Колумбит	0,49-60,1	Цериофергусонит	0,44-2,5
Куплетскит	2,5	Цзиньшацзянит	0,07
Лабунцовит	0,08	Циркелит	0,43-3,0
Линдслейит	0,03	Чангбаит	0,37
Ловент	5,2	Эвдиалит	0,05-1,6
Ломоносвит	0,37-0,38	Янхаугит	0,26

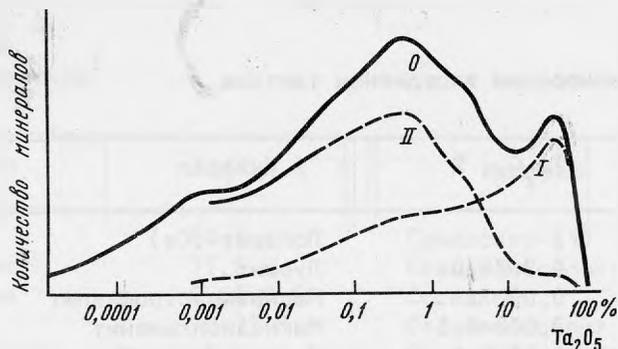


Рис. 1. Распределение пятиоксида тантала в минералах, по опубликованным данным

Для всех минералов построена кривая 0, для собственно танталовых - I, для минералов с изоморфной примесью тантала - II

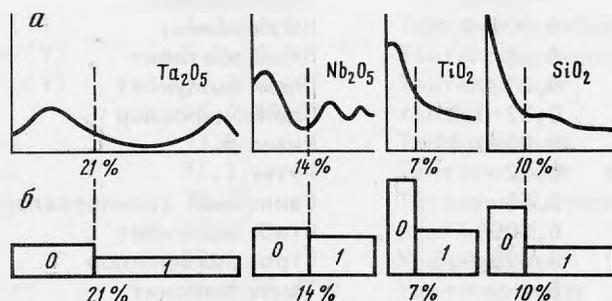


Рис. 2. Разбиение гистограмм с кодированием нулем и единицей

а - распределение содержаний окислов тантала, ниобия, титана и кремния в минералах тантала; б - огрубленные изображения гистограмм и кодовые числа для частей гистограмм

вать одну наилучшую для всех случаев систематику. Так, при первичном построении оперативного банка данных, т.е. при вводе в ЭВМ, нам удобнее формальное упорядочение минералов, как в указателе, по алфавиту при условии последующих машинных выдaч по смысловым признакам: величинам содержаний, классам минералов и др. При составлении промышленных классификаций приходится одновременно учитывать и минералы, и смеси типа лейкоксена или металопарита. Вообще прикладная задача искажает идеальную понятийную схему, зато "искаженная" схема может оказаться весьма жизненной в конкретном случае.

В табл. 1 и 2 даны алфавитные списки минералов с содержаниями тантала. Взятые из ряда публикаций величины содержаний нами округлены для уменьшения разнобоя в цифровых характеристиках. Значения содержаний округлялись до 0,0001% (в интервале величин 0,0001-0,01), до 0,01 (в интервале 0,01-1,0), до 0,1% (в интервале 1,0-100). В кадастр не включены данные по группе минералов, включающих минералы-узники с танталом. Таковы альбит, кварц, микроклин и др., обнаружившие при определениях присутствие тантала. Эти сведения имеются в литературе.

Учитывая набор опубликованных анализов минералов тантала и условно

Таблица 3

Двоичные коды – упрощенные геохимические характеристики минералов тантала

Содержания элементов (много—мало)				Повторяемость минералов с данной характеристикой
тантал	ниобий	титан	кремний	
1	1	1	0	4
1	1	0	0	44
1	0	1	0	2
1	0	1	0	8
1	0	0	0	47
0	1	1	0	11
0	1	1	0	91
0	1	0	0	102
0	0	1	0	83
0	0	1	0	47
0	0	0	1	64
0	0	0	0	7

считая анализы равноценными, можно строить геохимическую систематику минералов. По условию построения такая система не зависит от априорных минералогических и генетических систематик. Главным критерием на первом этапе оказываются величины содержаний пятиокисей тантала и ниобия, двуокисей титана и кремния. Такая система построена на рис. 2 и 3. Вначале для каждого окисла определялись границы "больших" и "малых" содержаний (в %). Было проведено несложное членение надвое гистограмм, как это показано на рис. 2.

В результате соответствующей замены содержаний на знаки "0" – МАЛО и "1" – МНОГО исходная таблица величин, здесь неприводимая, превратилась в несложный набор двоичных кодов для минералов. Такое огрубление позволило далее соединить вместе характеристики минералов, кодируемых одинаково. В информатике такие соединения называют классами условной эквивалентности. Тогда каждый набор содержаний можно снабдить повторяемостью соответствующих условно эквивалентных минералов (табл. 3). Четырехзначные двоичные числа (наборы содержаний) здесь упорядочены по их уменьшению. Все показатели "1", или МНОГО, обведены единым контуром и заштрихованы. Это нагляднее выделило важнейшие показатели всех сопоставленных минералов. Но в табл. 3 все сочетания равноценны, хотя одни из них редкие, другие – частые. Следовало бы подчеркнуть различия в повторяемости главных характеристик танталовых минералов. Для этого построена специальная диаграмма (рис. 3). Благодаря учету повторяемости величин содержаний, огрубленных до "0" и "1", полученное изображение и является эмпирической группировкой минералов тантала. Для простоты диаграмм группы переставлены так, чтобы изменения их составов (кодовых чисел) протекали наиболее равномерно, без скачков.

Такие группы могут пополняться, детализироваться, могут соединяться в геохимическую систематику минералов не только одного элемента, но и родственной группы, например тантала, ниобия, циркония и олова. Для процедур машинной группировки такого типа была создана и опробована программа на языке ФОРТРАН-4 с использованием в алгоритме идеи перехода от дво-



Рис. 3. Группы минералов тантала в зависимости от содержаний 4 окислов
Штриховка соответствует признаку МНОГО данного элемента. Высота столбца-группы соответствует количеству минералов в группе или повторяемости минералов с данным кодовым числом. Редкие сочетания в группировке не учтены

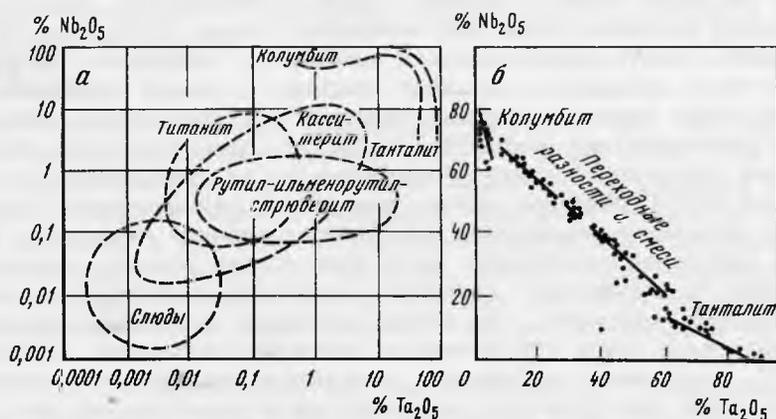


Рис. 4. Некоторые группы минералов в системе координат тантал-ниобий
а - логарифмические шкалы; б - арифметические шкалы

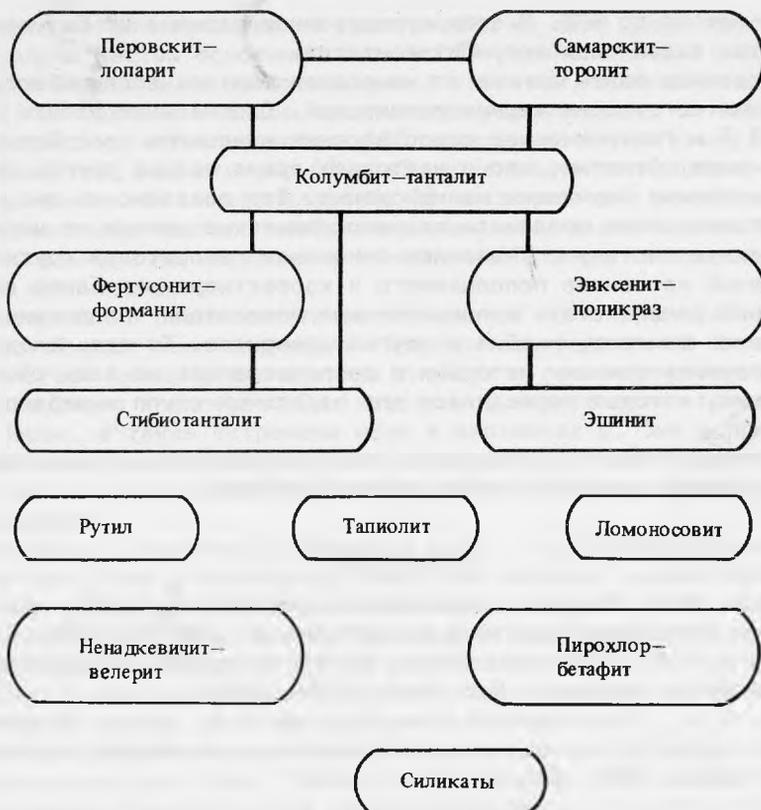


Рис. 5. Минералы тантала согласно группировке М. В. Кузьменко, Е. М. Еськовой
 Соединены группы, включившие минералы со сходными названиями, например иттрийтанталит в группе фергусонит-форманит и танталит в группе колумбит-танталит

ичного кода к коду Грея и обратно. Это позволило быстро и наглядно группировать минералы с определениями в них различных окислов.

Интересной закономерностью, проявленной на рис. 3, является относительная редкость "тройных" групп, что позволило не учитывать их при общей группировке. Не учтена и редкая (7 минералов) группа с малыми содержаниями всех четырех окислов.

Как иллюстрация такая диаграмма имеет ограничение: более 4 химических элементов отображают картину уже менее наглядную, и группировка минералов при этом хуже.

Для целей систематики удобна и координатная основа. В нашем случае естественно привлечь данные по содержаниям ниобия (рис. 4). При этом более полную систему минералов тантала удобнее отобразить в геометрическом пространстве с логарифмическими шкалами (см. рис. 4, а). Зато минералы с большими содержаниями пятиокисей лучше изображаются в арифметическом пространстве с равномерными шкалами (см. рис. 4, б). При этом намечается "природное" геохимическое разбиение множества точек-составов на рои. Оценка всей совокупности содержаний тантала и ниобия, например, позволяет относить к колумбитам минералы ряда с содержанием Ta_2O_5 от 0 до 10%, а к

танталитам - от 60 до 90%. В этом существенное отличие от бытующих интервалов для этих видов ряда колумбит-танталит.

Опубликованные ранее данные по минералам тантала заслуживают дальнейшего уточнения со стороны терминологической. Специальные работы по систематике [I-3] и геохимические сопоставления минералов способствуют упорядочению терминов. Отметим, что в настоящее время разные группы минералов включают родственно звучащие наименования. Это показано на рис. 5. В ближайшее время предстоит соединить терминологические данные по минералам тантала в единую систему с указанием синонимов, запретов и других необходимых отношений на основе пополняемого и корректируемого банка данных. Основой же банка должны стать количественные показатели - величины содержаний в минералах тантала, ниобия и других элементов. То есть следует продолжить, вооружить точными методами и распространить на весь объект ту систематизацию, которая проводилась для отдельных групп минералов тантала [I и др.].

Авторы неоднократно пользовались консультациями М.В.Кузьменко и В.Г.Фекличева, которым выражают глубокую благодарность.

Литература

1. Кузьменко М.В. Вопросы систематики и типохимизм группы пироклора // Типохимизм минералов гранитных пегматитов. М.: ИМГРЭ, 1984. С. 5-32.
2. Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Тантал и ниобий: Генетические типы месторождений и геохимия. М.: Наука, 1968. 341 с.
3. Солодов Н.А., Капустин Ю.Л., Бурков В.В. и др. Основы прогнозирования, поисков и перспективной оценки месторождений тантала и ниобия. М.: Недра, 1983. 246 с.

УДК 549,647.2(571.52)

Ю.Л.Капустин

ПОЛЛУЦИТ ИЗ ПЕГМАТИТОВ САНГИЛЕНА

Поллуцит - относительно редкий минерал. Он встречается только в редко-металльных пегматитах с литиевой и ниобо-танталовой минерализацией, образуя скопления в центральных частях крупных пегматитовых тел с развитой зональностью. В Туве поллуцит до сих пор не описывался.

На территории нагорья Сангилен в Юго-Восточной Туве известны многочисленные пегматитовые поля. Это нагорье сложено преимущественно докембрискими осадочно-метаморфическими образованиями, в стратиграфическом разрезе которых четко выделяются два разнородных структурно-литологических комплекса: 1) древнедокембрический гранито-гнейсовый и 2) верхнедокембриско-нижнекембрический песчано-сланцево-карбонатный [I]. Гнейсовый комплекс метаморфизован в условиях амфиболитовой фации, неравномерно гранитизирован и содержит интрузии разнообразных гранитов, диоритов, габбро-диоритов. Верхний комплекс представлен песчаниками, кварц-серицитовыми, альбит-актинолитовыми, карбонатно-тремолитовыми и кварц-биотитовыми сланцами, песчаниками и мраморами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации.

Гранитные пегматиты известны практически на всей территории Сангилена и представлены шестью основными типами: 1) незональными и слабо зональными мусковит-биотитовыми ортотектитам с гранатом, ортитом, магнетитом, сфеном; 2) зональными и слабо зональными мусковитовыми пегматитами с редкими гранатом, магнетитом, шерлом; 3) зональными пегматитами с роговой обманкой, биотитом, магнетитом; 4) слабо зональными пегматитами с пироксеном и редкоземельной минерализацией; 5) амазонитовыми зональными пегматитами с турмалином, тантало-ниобатами, цирконом, редкими алюмофторидами и 6) редкометальными пегматитами с тантало-ниобатами, минералами лития, турмалином и касситеритом.

В распределении различных типов пегматитов по площади района нами установлена устойчивая закономерность. Ортотектиты развиты на окраинах Сангилена и залегают исключительно среди гнейсов и гранитизированных пород нижнего структурного комплекса. Они известны в окрестностях поселков Эрзин, Нарын и Морен, а также встречены нами в верховьях р. Эми и представлены линейными жилами мощностью до 6 м и их сериями протяженностью до 70 м. Эти тела обычно незональны, но весьма крупнозернисты и бедны редкометальными минералами.

Мусковитовые пегматиты встречаются часто, но преимущественно в виде единичных жил. Лишь в бассейне р. Морен они образуют серии сближенных крупных жил. Эти пегматиты также залегают только среди гнейсов нижнего структурного комплекса и представлены пластовыми или секущими жилами и линзовидными телами мощностью до 50 м и протяженностью до 120 м. Пегматиты бедны редкометальными минералами и лишь местами содержат вкрапленность мелких кристаллов шерла, апатита, циркона и ортита.

Биотит-роговообманковые пегматиты встречены нами в разных частях Сангилена (в верховьях рек Усюк, Тарбагатай, Баян-кол, Эми и Улин-хан), среди роговообманковых плагиогнейсов нижнего комплекса. Все жилы таких пегматитов четко зональны и имеют кварцевое ядро мощностью до 1/3 общей мощности тел пегматитов. Пегматиты содержат лишь редкую вкрапленность магнетита, ортита, апатита и сфена или ильменита.

Пироксеновые пегматиты с обильным ортитом и фосфатами редкоземельных элементов встречены нами в верховьях рек Чахыртой и Эми среди гранито-гнейсов. Они образуют тела мощностью до 50 м. В этих пегматитах встречаются частые участки альбитизации и гнезда сахаровидного альбита с обильной вкрапленностью циркона и редкими кристаллами литиевого мусковита.

Амазонитовые пегматиты весьма редки и известны в виде единичных крупных тел в бассейне р. Баян-кол (около 35 м мощностью) или в виде серий маломощных (до 2 м) линейных жил в верховьях рек Улан-Эрге, Оруктыг и Малый Пучук. Они залегают как среди гнейсов, так и среди мраморов и содержат бедную, но разнообразную редкометальную минерализацию. В них встречены циркон, сфен, апатит, ильменорутит, тантало-ниобаты [2] и редкоземельные минералы, местами циннвальдит, литиевый мусковит и криолит (в бассейне р. Баян-кол).

Наибольший интерес представляют редкометальные пегматиты. В отличие от пегматитов предыдущих типов они залегают исключительно среди слабо метаморфизованных пород верхнего литоструктурного комплекса - известняков, сланцев и кварцитов. Редкометальные пегматиты образуют поля площадью от 0,1x0,3 до 2x2,5 км, а также одиночные жилы в бассейне рек Сольбельдер, Кара-Адыр, Дзос, Эми и к югу от оз. Дахунур. Пегматиты этого типа образуют пластинообразные тела с крутым падением и мощностью 0,1-2 м. Отдельные жилы достигают мощности 7-8 м при протяженности до 120 м.

Редкометальные пегматиты имеют различное строение. Большая часть среди них четко зональна, но часто встречается незональные или слабо зональные

Химический состав и свойства поллуцита

Компоненты	I		2		3	
	мас. %	атомн. кол-во	мас. %	атомн. кол-во	мас. %	атомн. кол-во
SiO ₂	44,33	0,7388	43,31	0,7218	43,20	0,7200
Al ₂ O ₃	17,87	0,3504	17,88	0,3505	17,42	0,3514
Na ₂ O	2,96	0,0986	1,44	0,0480	2,75	0,0890
K ₂ O	0,75	0,0159	1,32	0,0280	0,60	0,0127
Cs ₂ O	30,80	0,2187	32,42	0,2374	31,44	0,2332
Rb ₂ O	0,52	0,0006	1,36	0,0145	1,90	0,0203
Li ₂ O	0,40	0,0207	0,21	0,0140	0,11	0,0073
H ₂ O	1,81	0,2011	2,50	0,2778	2,64	0,2933
Сумма	99,44		99,74		100,36	
Плотность, г/см ³	2,93		2,92		2,90	
N	1,528		1,524		1,520	
a ₀ , Å	13,70		13,73		13,74	

Примечание. Образцы из Тувы проанализированы в химической лаборатории ИМГРЭ (аналитики Г.В.Любомилова и Т.А.Капитонова); ан. 1 - поллуцит из центра крупного выделения; ан. 2 и 3 - из его периферической части; ан. 4 - из участков мелкой вкрапленности в пегматите; ан. 5-8 - поллуцит из пегматитов СССР по [3-5]; ан. 9 - поллуцит из пегматитов Берник Лейк (Канада) [6]; ан. 10 - из пегматитов Луоламяки (Финляндия) [7].

тела. Большинство пегматитов сложено гигантокристаллическим агрегатом микрочина, альбита, кварца с постоянной примесью в краевых зонах мусковита и кристаллами литиевых минералов. Пегматиты при отсутствии зональности мелкозернистые и сложены массой кварца и сахаровидного альбита, в которой рассеяны кристаллы минералов лития, тантало-ниобатов, граната, рубеллита и апатита.

В зональных телах редкометальных пегматитов в центре содержатся крупные (до 1 м в поперечнике) гнезда серого кварца или скопления чешуйчатых масс лепидолита, рубеллита, кварца и крупных шестоватых кристаллов полихромного турмалина. В наиболее крупных жилах встречаются скопления и прожилки сахаровидного альбита с вкрапленностью граната, турмалина и тантало-ниобатов. В одном из пегматитовых тел встречены также короткие кварцевые жилы с кристаллами турмалина, касситерита и мусковита.

Поллуцит обнаружен в этих пегматитах в 60-х годах в виде скоплений и гнезд в одном из пегматитовых тел бассейна р.Сольбельдер. Тело четко зональное и на 2/3 сложено гигантокристаллическим агрегатом альбита, квар-

4		5	6	7	8	9	10
мас. %	атомн. кол-во	мас. %					
43,87	0,7311	46,92	47,92	44,89	48,08	44,70	45,60
17,92	0,3514	17,27	16,71	16,29	17,20	14,09	17,60
3,04	0,0980	1,27	3,15	1,76	3,10	1,74	1,65
1,20	0,0254	-	-	0,33	1,00	0,06	0,01
29,80	0,2113	30,80	27,20	33,13	26,61	36,20	32,43
2,12	0,0251	0,85	-	0,64	-	1,00	0,73
0,21	0,0150	-	-	-	-	0,05	0,01
1,62	0,1800	1,55	2,55	2,87	2,79	1,44	1,91
99,78		99,39	99,53	99,97	99,59	99,28	100,39
2,90		-	-	-	-	-	-
1,529		-	-	-	-	-	-
13,73		-	-	-	-	-	-

Формулы проанализированных образцов:

1. $(\text{Cs}_{1,20}\text{Na}_{0,54}\text{K}_{0,08}\text{Li}_{0,06})_{1,94}\text{Al}_{1,92}\text{Si}_{4,00}^{0,11,86}\cdot 0,56\text{H}_2\text{O}$;
2. $(\text{Cs}_{1,32}\text{Na}_{0,26}\text{K}_{0,16}\text{Rb}_{0,08}\text{Li}_{0,08})_{1,94}\text{Al}_{1,94}\text{Si}_{4,00}^{0,11,88}\cdot 0,80\text{H}_2\text{O}$;
3. $(\text{Cs}_{1,24}\text{Na}_{0,50}\text{K}_{0,08}\text{Rb}_{0,12}\text{Li}_{0,04})_{1,98}\text{Al}_{1,96}\text{Si}_{4,00}^{0,11,92}\cdot 0,82\text{H}_2\text{O}$;
4. $(\text{Cs}_{1,18}\text{Na}_{0,56}\text{K}_{0,10}\text{Rb}_{0,10}\text{Li}_{0,08})_{2,02}\text{Al}_{1,94}\text{Si}_{4,00}^{0,11,92}\cdot 0,50\text{H}_2\text{O}$.

ца, мусковита и минералов лития; в центре тела содержатся гнезда кварца, вокруг которых развиты скопления лепидолита, полихромного турмалина, кварца и альбита. В гнездах и встречены сплошные массивные выделения поллуцита размером до 20x20x30 см. В крупных выделениях поллуцит чист, белого цвета и в периферических частях содержит рассеянную вкрапленность дравита, кварца, лепидолита и альбита. Он полупрозрачен в зернах и прозрачен в тонких осколках, но постоянно замутнен обильными газовой-жидкими включениями.

Кроме гнезд, в зональном пегматитовом теле нами обнаружена редкая мелкая вкрапленность зерен поллуцита и в незональных пегматитовых телах. В них поллуцит образует мелкие (<2 мм) изометричные или ксеноморфные бесцветные или полупрозрачные выделения в промежутках между кристаллами альбита. Макроскопически обнаружить мелковкрапленный поллуцит чрезвычайно трудно, и нами он был обнаружен первоначально лишь в одной пегматитовой жиле, где был слабо окрашен в розовый цвет. Обнаружение поллуцита под микроскопом затруднительно из-за частого выкрашивания его хрупких и трещиноватых зерен при изготовлении прозрачных шлифов и обычной близости его по-

казателя преломления к показателю преломления канадского бальзама. Вполне возможно, что мелкокрапленный поллуцит распространен в рассматриваемых пегматитах значительно шире, чем это представляется сейчас, но его диагностика затруднительна. Для него $N = 1,527-1,537$ (свыше 40 замеров).

Нами детально изучен поллуцит из центра и периферических частей крупных гнезд, а также из мелкозернистых мусковит-кварцевых прожилков, пересекающих альбитовый агрегат и скопления лепидолита. Изучался также мелкокрапленный поллуцит, но из-за крайней сложности выделения он проанализирован только из одного пегматитового тела.

Все проанализированные образцы поллуцита оказались чрезвычайно близкими по свойствам и составу. Наиболее ранний мелкокрапленный поллуцит и поллуцит из центра крупных гнезд наиболее близки по составу и содержат около 30% Cs_2O , около 3% Na_2O при пониженном количестве H_2O (см. таблицу). Более поздний фарфоровидный поллуцит из периферической зоны крупных гнезд и из мусковито-кварцевых прожилков содержит более 2,5% H_2O и около 32% Cs_2O . Распределение прочих щелочных металлов в минерале меняется незначительно.

Результаты всех химических анализов изученных образцов поллуцита хорошо рассчитываются на его типовую формулу $Cs_2Al_2(Si_2O_6)_2 \cdot 0,5-1,0 H_2O$. Как известно, поллуцит принадлежит к кубической сингонии, пространственной группе $O_h - Ia\bar{3}d$ с $z = 16$. Соотношение в минерале основных групп компонентов выдержано, и лишь Cs в относительно узких пределах замещается на Na, K, Rb и Li, причем количество Na всегда существенно, что объясняется изоструктурностью поллуцита с анальцимом (для поллуцита $a_0 = 13,7 \text{ \AA}$, для анальцима $a_0 = 13,66 \text{ \AA}$).

Физические свойства поллуцита также меняются в узких пределах. Его плотность и показатель преломления понижаются у поздних разновидностей, обогащенных водой, а параметр a_0 при этом слабо возрастает (см. таблицу).

Находка поллуцита в пегматитах Сангилена подтверждает ранее известную геохимическую закономерность: Cs концентрируется в редкометальных литиеносных пегматитах и поллуцит в них образуется на поздних стадиях развития, после основных минералов лития - вместе с полихромным турмалином или дравитом. Сравнение тувинского поллуцита с поллуцитом из пегматитов других регионов показало большую выдержанность свойств и состава этого минерала. Возможно, что мелкокрапленный поллуцит распространен в тувинских пегматитах шире, но диагностировать его затруднительно.

В рассмотренных пегматитах поллуцит совершенно свежий и обнаружен в неизменном виде в образцах пегматитов, взятых из коренных выходов их на поверхности. В этих образцах зерна поллуцита с поверхности покрыты тонким (до 1 мм) налетом смеси глинистых продуктов. Практически не изменены и прочие первичные минералы пегматитов, не исключая и фосфатов лития. Лишь в одном пегматитовом поле в бассейне р. Качик эти фосфаты окислены нацело и превращены в гетерозит. Чрезвычайно слабое проявление гипергенных процессов объясняется нахождением пегматитов в горных условиях, в зоне холодного климата. Возможно, имевшиеся здесь продукты выветривания были в четвертичное время уничтожены ледниковой абразией и интенсивной горной эрозией. Поэтому пегматиты в коренных выходах имеют совершенно свежий вид, хорошо обнажены и сохранили первичный минеральный состав.

Литература

1. Капустин Ю.Л. О двух разнородных литоструктурных комплексах Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Сов. геология. 1977. № 4. С. 44.
2. Капустин Ю.Л. Находка акцессорного мангано-тантало-колумбита в амазо-

- нитовых пегматитах // Новые данные о минералах СССР. М., 1976. Вып. 25. С. 158-165.
3. Власов К.А., Кузьменко М.В., Еськова Е.М. и др. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1965. Т. I. Минералогия редких элементов. 550 с.
 4. Фельдман Л.Г., Плескова М.А. К вопросу о химизме поллуцита // Новые данные о минералах СССР. М., 1978. Вып. 26. С. 144-160.
 5. Гунзбург А.И. Поллуцит в пегматитах Калбинского хребта (Восточный Казахстан) // Докл. АН СССР. 1946. Т. 52, № 4. С. II24-II27.
 6. Nickel E.H. The chemical composition and physical properties of pollucite from Bernik Lake, Manitoba // Canad. Dep. Mines and Techn. Surv., Miner. Sci. Dif., Test. Rep. 1960. N 60-14. P. 88-96.
 7. Neuvonen K.J., Vesasalo A. Pollucite from Luolamaki, Somero, Finland // Bull. Comm. Geol. Finl. 1960. N 188. P. 71-79.

УДК 549.5

Ю.Л.Капустин

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЙ ПИРОХЛОР ИЗ АГПАИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ ХИБИНСКОГО МАССИВА

Минералы группы пирохлора широко распространены в щелочных породах, но обычно встречаются в образованиях, генетически связанных с миаскитовыми нефелиновыми сиенитами, а в агпаитовых нефелиносиенитовых интрузиях они редки. Для агпаитовых пород более характерно присутствие разнообразных щелочных титано- и цирконосиликатов со значительной примесью ниобия, а собственно ниобаты встречаются в ничтожных количествах.

Во всех типах нефелиносиенитовых массивов минералы группы пирохлора преимущественно концентрируются в участках альбитизации и в альбититах, обычно развивающихся в краевых зонах таких массивов, как среди самих нефелиновых сиенитов, так и среди окружающих фенитов. Локальные скопления пирохлора встречаются в пегматитах и карбонатных жилах. В Хибинском массиве пирохлор был описан ранее в качестве редкого акцессорного минерала [1,2].

Нами пирохлор в Хибинском массиве обнаружен в типичных агпаитовых нефелиносиенитовых пегматитах ущелья Ферсмана. Здесь серии многочисленных крупных линейных пегматитовых жил мощностью до 7 м залегают среди нефелиновых сиенитов. Пегматитовые жилы обычно симметрично-зональные. Их периферические части (до 10 см) мелкозернистые и обогащены эгирином (20-40%), а также содержат неравномерную примесь эвдиалита, астрофиллита, иногда энигматита, ильменита и сфена. Далее к центру жил располагаются симметричные зоны крупно- или гигантокристаллического пегматита (мощностью 0,2-2 м), состоящего из блоковых кристаллов зеленого или желтоватого микроклина (30-60%), нефелина (15-30%) и эгирина (20-30%) с размерами кристаллов до 20 см в поперечнике или до 20 см в длину (эгирина). В этой зоне неравномерно распределены также столь же крупные кристаллы энигматита, или астрофиллита и эвдиалита (в сумме до 20%).

Центральные части пегматитовых тел имеют наиболее сложное строение и состав. Они маломощны (до 1/4 мощности) в небольших пегматитовых телах, но в крупных жилах достигают 1-2 м. К центральным частям пегматитовых тел приурочены скопления крупных кристаллов эгирина, желтоватого микроклин-

пертита, астрофиллита и эвдиалита. Здесь часто встречаются сростки шестоватых кристаллов эгирина II генерации, реже – скопления канкринита, содалита, гнезда ловчоррита или скопления шестовато-пластинчатых кристаллов ринколита (до 15 см длиной), зернистые массы голубовато-зеленого апатита и сростки пектолита. Местами развита вкрапленность отдельных кристаллов ильменита, сфена, молибденита, пирротина, "карбоцера", иногда лампрофиллита, бариевого лампрофиллита и позднего эвдиалита.

В центре многих пегматитовых тел располагаются многочисленные мелкие пустоты, стенки которых покрыты друзами мелких кристаллов игольчатого эгирина III генерации, натролита, а в прилежащих частях пегматитовых тел нефелин замещен натролитом, микроклин-альбитом, первичный эгирин – поздним игольчато-волокнистым эгирином. В таких пустотах иногда встречаются редкие шестоватые кристаллы ниобиевого лабунцовита, щербаковита, ловозерита, рамзаита, марганцовистого эвдиалита и анальцима. В некоторых пегматитовых жилах наблюдаются также скопления и гнезда мелкозернистого альбита и окружающие части пегматитов неравномерно альбитизированы.

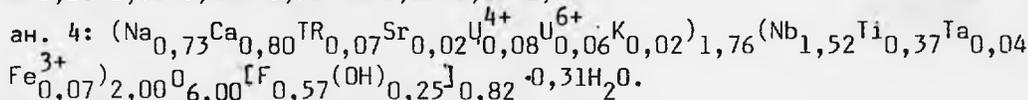
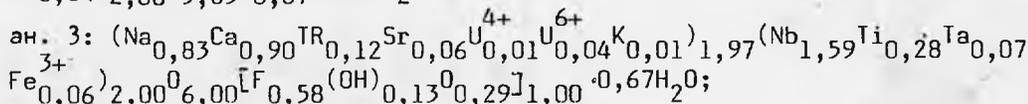
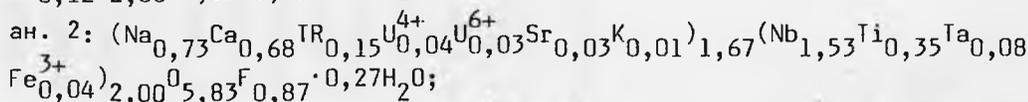
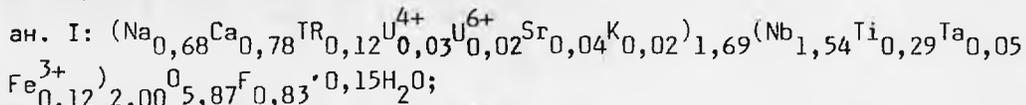
Пирохлор встречен нами в центральных зонах двух небольших пегматитовых жил мощностью 1,3 и 1,7 м. В этих жилах центральные части сложены крупнокристаллическим агрегатом микроклина, эгирина I генерации, астрофиллита с неравномерной примесью нефелина, эвдиалита, ринколита, эгирина II генерации, лепидомелана, вкрапленностью мелких кристаллов ильменита, пирротина, апатита и молибденита. В обоих пегматитовых телах неравномерно проявлена альбитизация и гнездообразные скопления альбита до 30 см в поперечнике распределены среди кристаллов ранних минералов. Вокруг гнезд альбита кристаллы микроклина альбитизированы с периферии или нацело, кристаллы черного эгирина I генерации замещены агрегатом позднего зеленого эгирина и чешуйчатого лепидомелана, между этими кристаллами развита сеть прожилков альбита, а в его массе содержатся реликты резорбированных крупных кристаллов астрофиллита и эвдиалита. Альбит сахаровидный, мелкозернистый.

Пирохлор образует относительно равномерную вкрапленность в массе альбита и представлен хорошо ограниченными октаэдрическими кристаллами размером 1–2 мм с ровными блестящими гранями. Кристаллы пирохлора окрашены в желтый, коричневый или черно-коричневый цвет, и многие из кристаллов обладают хорошо заметной четкой зональностью, с темноокрашенным ядром и светложелтой периферической зоной. Нами раздельно исследованы темные и светлые кристаллы пирохлора.

Пирохлор весьма хрупок, с сильным смолистым блеском, свойства его обычные. Плотность пирохлора 4,09–4,21 и повышается у более темных разновидностей. Под микроскопом в проходящем свете он прозрачен и чист, изотропен, $N = 2,00-2,15$ (определено в сплавах). Все изученные разновидности пирохлора оказались метамиктными, но после прокаливания до 750–800°C структура минерала восстанавливается, дебаеграммы прокаленного материала хорошего качества и идентичны дебаеграммам пирохлора из других мест. По полученным дебаеграммам нами рассчитаны параметры элементарной ячейки кристаллической решетки различных разновидностей хибинского пирохлора, меняющиеся в узких пределах: $a = 10,35-10,46 \text{ \AA}$, причем минимальный параметр характерен для желтого, а максимальный – для черного пирохлора. На кривых нагревания различных разновидностей пирохлора постоянно фиксируется эндотермический пик при 100–130°C, сопровождающийся потерей веса, точно соответствующей содержанию в минерале H_2O . При 520–550°C отмечается узкий экзотермический пик рекристаллизации минерала, не сопровождающийся изменением веса. После прокаливания первично-прозрачный пирохлор становится непрозрачным, чрезвычайно хрупким и его плотность возрастает до 4,25–2,29 г/см³.

Нами были проанализированы четыре образца пирохлора, из них два темно-

окрашенных и два желтых. Химический анализ выявил их чистоту, и в них не обнаружены SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , присутствие которых обычно обуславливается наличием в ниобатах минеральных включений ассоциирующих с ними силикатов. Состав проанализированных образцов оказался сходным. Во всех образцах обнаружено присутствие небольших количеств Ta, Th, Sr и Ba при резко повышенных содержаниях TR, U, Ti и небольшой роли H_2O (табл. I). Результаты анализов пересчитываются на следующие формулы:



При слабой общей гидратации все проанализированные образцы характеризуются постоянным дефицитом катионов, что, вероятно, обусловлено прежде всего входением в минерал значительных количеств высоковалентных металлов - TR и U - с сопутствующим замещением Nb на Ti и Ta. Подобная схема изоморфизма $\text{CaNb} \rightarrow \text{TRTi}$ реализуется в минералах подгруппы бетафита-эллисвортита.

Соотношение редкоземельных элементов в изученном пироксоре, определенное рентгеноспектральным и количественным спектральным анализами (в навеске TR_2O_3 , предварительно выделенной при химическом анализе минерала), оказалось резко сдвинутым в сторону Ce и La при ничтожной роли тяжелых лантаноидов и отсутствии Y (табл. 2). По соотношениям этих элементов пироксор почти идентичен более ранним ринколиту и ловчорриту и более "цериевый", чем апатит. Близкое соотношение редкоземельных элементов и в астрофиллите при содержании $\text{TR}_2\text{O}_3 = 0,11-0,16\%$ (определено в трех образцах В.Н.Архангельской).

В более темноокрашенных разновидностях хибинского пироксора суммарное содержание $\text{UO}_3 + \text{UO}_2$ значительно выше (5,5-10%), чем в желтом пироксоре, и в наиболее темном минерале U^{4+} преобладает над U^{6+} , а в светлоокрашенном, наоборот, преобладает U^{6+} . Это явление подтверждает, что черная окраска урансодержащих разновидностей пироксора обычно обусловлена присутствием U^{4+} , а в светлоокрашенных его разновидностях преобладает U^{6+} (вероятно, в виде уранил-катиона, имеющего светло-желтую окраску) [4]. Для светлоокрашенных разновидностей пироксора, обогащенного ураном, обычно характерна значительная гидратация, что связывается с гипергенным изменением минерала. Однако в изученном хибинском пироксоре даже при значительном преобладании U^{6+} над U^{4+} содержание H_2O не превышает 3,55%. Возможно, зональность кристаллов хибинского пироксора и смена в них от центра к периферии черных зон желтыми (с U^{6+}) обусловлены не гипергенным изменением, а сменой восстановительных условий на окислительные в ходе самого процесса альбитизации (пневматолит-гидротермального).

До настоящего времени в нефелиносиенитовых массивах большинство находок пироксора относились к типичному пироксору с низким содержанием $\text{Ta}_{2,05}$

Таблица I

Химический состав (в мас.%) пирохлора из Хибинского массива

Компоненты	1		2		3		4		5	6
Nb_2O_5	56,92	0,4125	58,11	0,4181	55,18	0,3969	52,88	0,3836	52,63	61,05
Ta_2O_5	3,35	0,0151	5,04	0,0227	3,93	0,0177	2,40	0,0109	1,96	2,04
TiO_2	6,25	0,0781	7,74	0,0967	5,85	0,0731	7,67	0,0958	7,48	8,52
ThO_2	0,30	0,0011	0,24	0,0009	0,31	0,0011	1,00	0,0038	-	-
UO_2	2,00	0,0074	3,31	0,0122	0,76	0,0028	5,75	0,0203	-	-
UO_3	1,54	0,0054	2,14	0,0075	2,43	0,0085	4,38	0,0153	4,03	-
TR_2O_3	5,40	0,0327	6,75	0,0409	5,03	0,0305	2,40	0,0168	-	1,90
Fe_2O_3	2,63	0,0328	0,81	0,0101	1,14	0,0142	1,47	0,0182	1,72	0,20
MnO	0,06	0,0008	0,03	0,0004	Не опр.	-	-	-	-	-
CaO	11,82	0,2111	10,35	0,1848	12,46	0,2225	11,31	0,2019	13,71	14,90
SrO	1,20	0,0115	0,79	0,0076	1,62	0,0157	0,54	0,0052	2,93	-
BaO	0,20	0,0013	0,21	0,0014	0,34	0,0022	0,37	0,0024	-	0,74
PbO	-	-	0,60	0,0022	-	-	0,98	0,0044	0,85	-

Na ₂ O	5,70	0,1839	6,22	0,2004
K ₂ O	0,14	0,0029	0,18	0,0038
H ₂ O ⁺	0,74	0,0822	0,87	0,0967
H ₂ O ⁻	-	-	0,20	0,0222
F	4,20	0,2211	4,52	0,2379

Прочие	-	-	-	-
-O = F ₂	1,76	-	1,80	=
Сумма	100,69	-	100,31	-

Аналитик Г. В. Любомилова

d	4,21	4,205
N	2,15	2,05

Примечание. ан. 5 - 0,74 SiO₂, 0,53 MgO; ан.

6,42	0,2071	5,77	0,1861	6,83	6,34
0,10	0,0021	0,45	0,0035	0,97	0,73
2,47	0,2808	1,80	0,2000	1,65	0,98
0,80	0,0889	0,20	0,0222	0,52	0,16
2,75	0,1447	2,76	0,1453	4,80	2,50
-	-	-	-	2,24	1,27
1,16	-	1,53	-	1,60	1,05
100,43	-	100,60	-	100,74	100,28
		Т.А.Капитонова		Т.А.Бурова	М.Е.Каза- кова
4,18		4,09		4,066	4,00
2,10		2,00		1,962	1,723

6 - 1,76 SiO₂, 0,48 Al₂O₃.

Таблица 2

Соотношение редкоземельных элементов в пирохлоре и ассоциирующих с ним минералах

Минерал	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
Пирохлор (1)	30	52	4,0	12,1	1,2	0,1	0,2
(2)	25	53	5,2	13,5	1,8	-	1,2
(3)	29	51	4,0	13,0	1,3	0,2	0,5
(4)	26	49	4,9	15,3	1,6	0,3	1,6
Астрофиллит	27	50	5,0	14,0	2,0	0,3	1,0
	25	52	5,4	14,2	1,5	0,2	1,0
Ринколит	22	49	4,3	20	2,1	0,3	1,7
	17	47	5,2	21,5	3,8	0,5	2,1
Апатит	23	47	4,8	16,3	2,7	0,2	0,4
	22	45	5,3	17,6	3,3	0,4	1,6

Минерал	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Y
Пирохлор (1)	-	0,2	-	0,2	-	-	-
(2)	-	0,1	-	0,1	-	0,1	-
(3)	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3
(4)	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	-
Астрофиллит	-	0,7	-	-	-	-	-
	-	0,6	-	0,1	-	-	-
Ринколит	0,2	0,2	0,1	0,1	-	-	-
	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2	2,0
Апатит	0,2	0,3	0,1	0,2	0,2	0,2	4,4
	0,3	0,6	0,1	0,3	-	0,2	3,3

Примечание. Анализы проведены спектральным количественным (аналитик Л.Г.Логина) и рентгеноспектральным методами (аналитик Р.Л.Баринский) из навесок TR_2O_3 , выделенных из минералов при их химическом анализе в лаборатории ИМГРЭ. Номера в скобках соответствуют номерам химических анализов в табл. I.

(<2%), TiO_2 (<4%), TR_2O_3 (<4%) и U_3O_8 (<5%), что считалось типоморфной особенностью пирохлора из этих пород. Обогащенные Ti, U и TR бетафит, менделеевит и эльзвортит описывались преимущественно из гранитных пегматитов, хотя в карбонатитах известен гатчеттолит, обогащенный U и Ti. Редкоземельный пирохлор описан из щелочных гранитов [5]. Изученный минерал из Хибинского массива представляет собой разновидность, промежуточную по составу между собственно пирохлором и минералами "группы бетафита", характерными для гранитных пегматитов [3]. Находка подобного минерала в центре Хибинского массива в агапитовых пегматитах показывает, что и в связи с нефелиновыми сиенитами могут образоваться разновидности пирохлора, обогащенные TR, Ti и U и приближающиеся по составу к типоморфным минералам редкометалльных гранитоидов и пегматитов. Сходные по составу минералы (бетафит, менделеевит) ранее были описаны во многих сиенито-пегматитах фенитового поля вокруг миаскитовой интрузии Ильменских и Вишневых гор на Урале [1, 6]. Типичным элементом-индикатором, указывающим на генетическую связь изученного пирохлора с ультращелочными породами, остается Sr, количество которого во всех проанализированных нами образцах высокое.

Таким образом, для альбититов, генетически связанных с нефелиновыми сиенитами, характерен пирохлор и во многих случаях при образовании пирохлора фиксируется несомненный привнос ниобия (и Ta) в процессе альбитизации. Однако в изученных хибинских пегматитах при альбитизации происходит растворение астрофиллита, ринколита и эвдиалита, из которых выносятся Ti, TR, Zr, Th, Ta, Sr и U. В проанализированных нами пяти образцах астрофиллита из реликтов в альбитизированном пегматите установлено содержание Nb_2O_5 0,78-1,64%, Ta_2O_5 0,02-0,08%, а количество TiO_2 в астрофиллите обычно составляет 8-13%. Эти компоненты при растворении астрофиллита в ходе альбитизации вполне могли фиксироваться в пирохлоре. Точно так же и TR могли заимствоваться из замещаемого в этом же процессе ринколита, а Sr - из апатита (содержание Sr в раннем апатите из пегматитов 3,11-5,73%).

Литература

1. Минералогия, геохимия и типы месторождений редких элементов / Под ред. К.А.Власова, М.В.Кузьменко. М.: Наука, 1965. Т. 3: Минералогия редких элементов. 656 с.
2. Костылева Е.Е., Боруцкий В.Б., Соколова М.П. и др. Минералогия Хибинского массива. М.: Наука, 1976. Т. 2. 278 с.
3. Дэна Дж.Д., Дэна Э.С., Пэлач Ч. и др. Система минералогии. М.: Изд-во иностр. лит., 1954. Т. I, полумт 2. 590 с.
4. Капустин Ю.Л. Минералогия коры выветривания карбонатитов. М.: Наука, 1973. 245 с.
5. Минеев Д.А., Скоробогатова Н.И. О составе минералов группы пирохлора из редкометалльных апогранитов // Докл. АН СССР. 1965. Т. 164, № 2. С. 399-402.
6. Минералы. М.: Наука, 1967. Т. II, вып. 2. 335 с.

Л.А.Паутов, П.В.Хворов, К.И.Игнатенко

АЛЛЕГАНИТ ИЗ РОДОНИТОВОГО ПРОЯВЛЕНИЯ ХР. ИНЫЛЬЧЕК
(первое описание аллеганита из СССР)

Аллеганит $2\text{Mn}_2\text{SiO}_4 \cdot \text{Mn}(\text{OH}, \text{F})_2$ - марганцевый аналог хондродита - является типичным минералом многих гидротермальных и метаморфизованных вулканогенно-осадочных марганцевых месторождений. Наиболее полно аллеганит изучен из месторождений Нью-Джерси, Мукаяма (преф.Киото), Болд Ноб [2, 3, 5, 6], на материале из последнего месторождения П.Дж.Ранцелерисом изучена структура минерала [4]. Аллеганит в СССР был отмечен А.А.Гавриловым в рудах Клевакинского родохрозитового месторождения на Среднем Урале [1]. Учитывая сложность диагностики минералов группы гумита, на что неоднократно указывал Г.А.Уинтер [5], трудно оценить достоверность этой находки, так как в работе не приведены оптические, физические, рентгеновские данные по минералу. В крупнейших минералогических собраниях нашей страны (Минералогическом музее им. А.Е.Ферсмана АН СССР, музее Ленинградского горного института, Государственном Геологическом музее им. В.И.Вернадского) образцов аллеганита из отечественных месторождений не имеется.

Нами аллеганит обнаружен при изучении минералогии родонитового проявления северного склона хр.Иныльчек (Юго-Восточный Тянь-Шань). Проявление находится в экзоконтакте Иныльчекского массива субшелочных гранитов в гранат-биотит-кварцевых роговиках. Главными минералами на проявлении являются родонит, тефроит, кварц, спессартин и алабандин. В меньших количествах присутствуют родохрозит, барит, сонолит, цельзиан, флюорит, неотокит, гюбнерит, пирофанит, гельвин, галенит и др. В породе аллеганит распределен неравномерно. Он образует агрегаты с тефроитом, сонолитом, алабандином изометричной или слегка удлинённой формы до 7-8 см в поперечнике (рис. 1). Такие агрегаты выделяются на фоне розового родонита грязно-вишневым или серо-фиолетовым цветом. Наиболее обогащены аллеганит-сонолит-тефроит-алабандиновыми агрегатами центральные части родонитового тела.

Макроскопически аллеганит неотличим от сонолита и с трудом отличается от тефроита более красноватым оттенком. Для аллеганита характерен раковистый излом и слегка жирный блеск. Твердость по Моосу около 5,5. В шлифах аллеганит представлен зернами изометричной формы размером от 0,5 до 2-3 мм. Все зерна аллеганита полисинтетически сдвойникованы. В крупных зернах двойники часто выклиниваются. Количество двойников может быть около пяти в небольших зернах и до двадцати и более в крупных. Границы срастания с другими минералами неровные (рис. 2). Отмечается коррозия аллеганита родохрозитом и алабандином. Соотношения аллеганита и тефроита непонятны. Встречаются вроски тефроита в зернах аллеганита, а также взаимные прорастания этих двух минералов. Можно предположить одновременный рост аллеганита и тефроита.

Отличие аллеганита от похожего на него сонолита в шлифах возможно по изучению оптической ориентировки минерала на универсальном столике Федорова. Главное различие заключено в большем угле симметричного погасания аллеганита относительно плоскости двойникового срастания по сравнению с сонолитом. Так, по четырем замерам угол $\alpha: \text{Nr} = 20(2)^\circ$ для аллеганита с Иныльчекского хребта против 9° для сонолита. Измеренный на столике Федорова угол $2V(-) = 74(3)^\circ$. Показатели преломления аллеганита изучались на материале, извлеченном из шлифа на приборе ППМ-I методом фокального экранирования: $n_p = 1,742(2)$, $n_m(\text{выч.}) = 1,762$, $n_g = 1,774(2)$. Двупреломление $n_g - n_p = 0,032$. Отметим, что в литературе приводится очень широкий

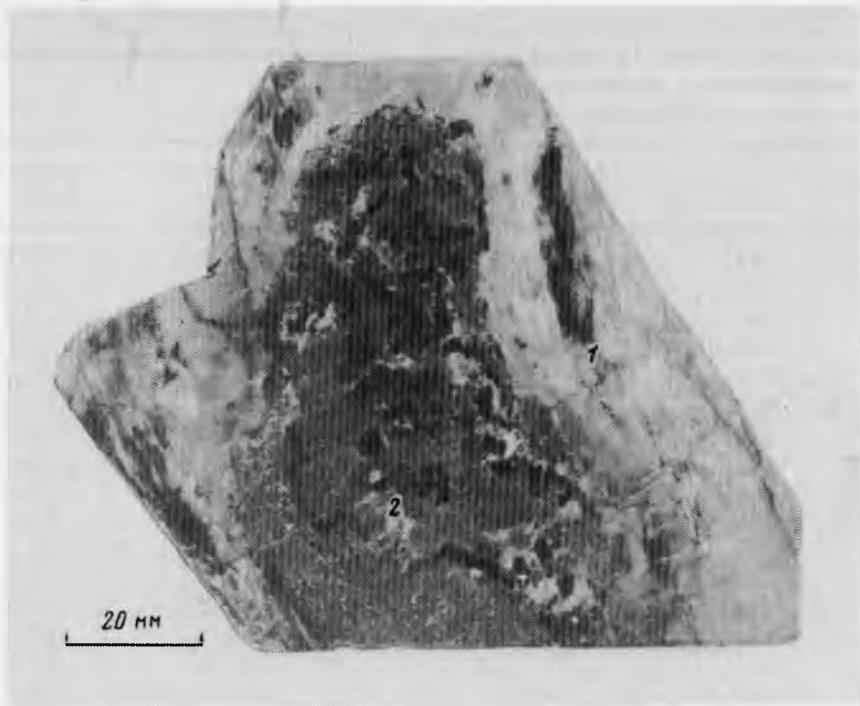


Рис. 1. Фотография полированного штуфа кварц-родонитовой породы (1) с сонолит-аллеганит-тефроит-алабандиновым агрегатом (2)



Рис. 2. Сдвойнированное зерно аллеганита (1) в агрегате тефроита (2), спессартина (3), родохрозита (4). Прозрачный шлиф. Николи скрещены

Таблица I

Химический состав (в мас.%) аллеганита, сонолита и тефроита из родонитового проявления хр. Иньльчек

Компоненты	Аллеганит			Сонолит	Тефроит
	ан. I	ан. 2	ан. 3		
SiO ₂	25,75	25,39	25,59	27,03	30,03
Al ₂ O ₃	0,13	0,13	0,14	0,15	0,10
TiO ₂	0,05	0,09	0,11	0,09	0,01
CaO	0,00	0,02	0,00	0,07	0,20
MgO	0,68	0,60	0,56	0,38	0,31
MnO	65,15	65,82	66,07	68,89	67,33
FeO	4,79	4,81	4,87	0,57	1,29
ZnO	-	-	-	0,01	0,04
Na ₂ O	-	-	-	0,05	0,03
H ₂ O ⁺	2,65	2,53	2,47	1,52	-
F	1,97	1,93	2,03	0,77	-
Сумма	101,17	101,32	101,84	99,53	99,34
O = F ₂	-0,83	-0,81	-0,85	-0,32	
Сумма	100,34	100,51	100,99	99,21	

Формульное количество

Si	2,06	2,06	2,06	4,05	1,01
Al	0,01	0,01	0,01	0,03	0,00
Ti	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Mg	0,08	0,07	0,07	0,08	0,02
Mn	4,48	4,52	4,52	8,74	1,92
Fe	0,33	0,33	0,33	0,07	0,04
Na				0,01	0,00
OH	1,44	1,37	1,33	1,52	
F	0,51	0,50	0,52	0,36	
O	8,05	8,13	8,15	16,12	4,00

Примечание. Для H₂O⁺ приведено расчетное содержание. Условия анализа: ускоряющее напряжение 15 кВ, ток зонда 30 нА, диаметр зонда 1,5-2 мкм, образцы сравнения: пироксен, амфибол, апатит. Обработка результатов анализов проводилась с использованием ZAF коррекции. Аналитик К.И.Игнатенко.

Таблица 2

Рентгеновские порошковые данные для аллеганита

Иныльчек (I)			Болд Ноб (2)		Иныльчек (I)			Болд Ноб (2)	
hkl	d/n	I	d/n	I	hkl	d/n	I	d/n	I
020	5,07	3	5,06	13	121	2,05	1	2,046	10
110	4,37	1	4,38	9		1,93	1	1,924	6
101	4,12	1	4,13	8		1,896	1	1,901	4
002	3,88	1	3,90	7		1,882	1	1,885	9
021	3,74	1	3,74	5				1,873	4
111	3,63	7	3,63	76		1,812	10	1,807	100
120	3,52	1	3,51	22				1,787	10
112	3,15	8	3,15	85		1,755	2	1,757	23
131	2,87	9	2,868	100				1,711	14
130	2,78	2ш	2,777	52				1,700	15
112	2,74	3ш	2,739	71		1,692	3ш	1,691	27
022	2,69	2	2,701	53				1,652	10
131	2,61	8	2,615	93		1,639	1	1,638	22
040	2,54	1	2,533	23		1,614	2	1,611	23
200	2,43	3	2,428	53				1,588	13
113	2,36	4 о.ш	2,393	63		1,568	3ш	1,564	32
141			2,350	64		1,553	3	1,551	53
211	2,22	1	2,217	12				1,544	38
041			2,209	22					
113	2,12	1	2,122	10					

Примечание. I - данные авторов. Условия съемки: УРС-50 ИМ, РКД - 57,3, Fe-анод, Mn-фильтр, внутренний стандарт - кремний. Аналитики: Л.А.Паутов, Б.К.Баймагамбетов; 2 - штат Северная Каролина [5]. ш - широкая, о.ш. - очень широкая линия.

диапазон вариаций показателей преломления аллеганита: для n_p от 1,670 до 1,756, для n_m от 1,680 до 1,780, для n_g от 1,703 до 1,792. Наши замеры попадают в середину указанного интервала. Возможно, что изменчивость показателей преломления минерала связана не только с вариациями в катионной части, но и с более широкими соотношения между F и OH-группой, вплоть до существования фторового аналога аллеганита, который искусственно синтезирован, но в природном материале пока еще не описан.

Изучение химического состава аллеганита проводилось на рентгеновском микроанализаторе "Camebax-microbeam" на материале из шлифа, предварительно изученного на столике Федорова и проверенного рентгенометрически. Данные анализов аллеганита и находящихся в ассоциации с ним сонолита и тефроита приведены в табл. 1. Определение воды прямыми методами не проводилось из-за невозможности выделения достаточной для анализа чистой монофракции. Низкие содержания титана в аллеганите, сонолите и тефроите, вероятно, можно объяснить фиксацией большей части титана в пирофаните и бариевом титаносиликате, которые встречаются в этой ассоциации.

Рентгеновское изучение аллеганита проводилось методом порошка на материале, извлеченном из прозрачного шлифа. Результаты расчета порошкограммы приведены в табл. 2, где также приведены рентгеновские данные для аллеганита

нита из месторождения Болд Ноб для сравнения. Из таблицы видно присутствие двух характеристических для аллеганита отражений: с $d = 3,63$ и $3,15 \text{ \AA}$, на которые указывал Г.А.Уинтер [5], и отсутствие отражений с $d = 5,20$; $4,32$ и $3,26 \text{ \AA}$, ошибочно отмеченных в карточке 22-726 JCPDS для аллеганита.

В настоящее время изучена система $\text{MgO-MgF}_2\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ [3]. К сожалению, она не может быть в полной мере применена для интерпретации аналогичной марганцевой ассоциации, так как указанная система построена без учета второстепенных компонентов и справедлива лишь при малых концентрациях фтора. Кроме того, в природе не обнаружен марганцевый аналог норбергита. Имеется лишь диаграмма, построенная для марганцевой ассоциации месторождения Болд Ноб, основанная на ассоциациях и формулах минералов [5]. Если эта диаграмма справедлива и для силикатно-марганцевой ассоциации описываемого проявления, то можно ожидать нахождения в ней мангангумита.

Образцы с минералами группы гумита из проявления хр.Иныльчек переданы в музей Ленинградского горного института, в Государственный Геологический музей им. В.И.Вернадского, в Минералогический музей им. А.Е.Ферсмана АН СССР и в музей Ильменского заповедника им. В.И.Ленина.

Авторы благодарят В.Ю.Карпенко, Д.И.Белаковского и Б.К.Баймагамбетова за выполнение химических анализов.

Литература

1. Гаврилов А.А. Эксгальционно-осадочное рудонакопление марганца. М.: Недра, 1972. 86 с.
2. Cook D. Sonolite, alleghanyite and leucophoenicite from New Jersey // Amer. Miner. 1969. Vol. 54. P. 1392-1398.
3. Duffy C.J., Greenwood H.J. Phase equilibria in the system $\text{MgO-MgF}_2\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ // Ibid. 1979. Vol. 64. P. 1156-1174.
4. Rentzeperis P.J. The crystal structure of alleghanyite, $\text{Mn}_5[(\text{OH})_2(\text{SiO}_4)_2]$ // Ztschr. Kristallogr. 1970. Bd. 132. S. 1-18.
5. Winter G.A., Essene E.J., Peacor D.R. Mn-humites from Bald Knob, North Carolina: mineralogy and phase equilibria // Amer. Miner. 1983. Vol. 68. P. 951-959.
6. Yoshinaga M. Sonolite, a new manganese silicate mineral // Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. D. 1963. Vol. 14, N 1. P. 1-21.

УДК 549.31 (575.2)

Э.М.Спиридонов

ВАКАБАЯШИЛИТ $(\text{As,Sb})_{11}\text{S}_{18}$ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХАЙДАРКАН (уточненные данные)

Вакабаяшиллит, который в макроскопических выделениях выглядит как сноповидный или игольчатый аурипигмент, является характерным минералом телетермальных и вулканогенных мышьяково-сурьяно-ртутных месторождений [1-4]. Вакабаяшиллит ассоциирует с реальгаром, аурипигментом, антимонитом, киноварью, галхитом, мельниковитом (грейгитом), кварцем, кальцитом, флюоритом.

Первоначальный вариант формулы минерала $(\text{As,Sb})_{11}\text{S}_{18}$ [3]; в работе [4] предложена идеальная формула $\text{As}_{10}\text{Sb}_1\text{S}_{18}$. Вакабаяшиллит месторождения Нишиномаки (Япония) содержит 5-10 мас.% сурьмы [4], что отвечает 0,5-1

Таблица I

Химический состав вакабаяшилита месторождений Хайдаркан (I-4) и Уайт-Кэпс (5)

Образец	Мас. %			
	As	Sb	S	сумма
I Среднее из 7 ан.	47,40 \pm 0,39	12,30 \pm 0,41	38,65 \pm 0,26	98,35
2 Центр	48,21	11,04	39,05	98,50
Промежуточная часть	50,80	8,90	39,55	99,25
Край	51,10	8,05	39,95	99,10
3 Центр	47,49	16,03	40,02	103,54
Промежуточная часть	48,92	13,11	39,75	101,78
Край	49,83	10,34	39,30	99,47
4 Центр	45,70	15,40	38,05	99,15
5 Центр	52,3	8,3	39,0	99,6
Край (по [47])	54,5	5,7	39,5	99,7

Образец	Формульные единицы в расчете на 29 атом.			
	As	Sb	сумма	S
I Среднее из 7 ан.	9,46	1,51	10,97	18,03
2 Центр	9,53	1,34	10,87	18,13
Промежуточная часть	9,91	1,07	10,98	18,02
Край	9,92	0,96	10,88	18,12
3 Центр	9,13	1,90	11,03	17,97
Промежуточная часть	9,47	1,56	11,03	17,97
Край	9,76	1,25	11,01	17,99
4 Центр	9,20	1,91	11,11	17,89
5 Центр	10,21	1,00	11,21	17,79
Край (по [47])	10,51	0,68	11,19	17,81

Примечание. Микрозонд JXA-5, аналитик Э.М.Спиридонов (МГУ). Ртуть и галлий не обнаружены.

Таблица 2

Рентгенограмма вакабаяшилита (ан. I) месторождения Хайдаркан

I/I_1	$d_{изм}, \text{Å}$	$d_{расч}, \text{Å}$	hkl
3	12,6	12,61	101, 102, 201 ⁺
0,5	10,95	11,03	002 ⁺ , 200, 202
1	7,25	7,28	300 ⁺ , 303
100	6,34	6,33	202 ⁺ , 204, 402
2	6,05	6,05	301, 401 ⁺ , 403
1	5,77	5,77	111 ⁺ , 112, 211
1	5,55	5,52	012, 210, 212, 004 ⁺
49	4,86	4,86	013 ⁺ , 310, 313
0,5	4,80	4,82	104, 105 ⁺ , 405, 504
0,5	4,75	4,76	401, 501 ⁺
1	4,53	4,53	212 ⁺ , 214, 412
0,5	4,45	4,45	113, 114 ⁺ , 314, 411, 413
0,5	4,39	4,41	005 ⁺ , 311, 505
5	4,32	4,37	500 ⁺
3	4,19	4,175	014, 206, 406, 410 ⁺ , 414, 603
4	4,11	4,125	402, 602 ⁺ , 604
3	3,98	3,963	106, 213, 215, 312, 315, 512 ⁺ , 513
2	3,93	3,924	501 ⁺ , 506, 601, 605
2	3,68	3,677	006 ⁺
1	3,65	3,647	015 ⁺ , 307, 515, 600, 606
57	3,55	3,554	214, 216, 316 ⁺ , 416, 502
0,5	3,49	3,487	412 ⁺ , 614, 702
0,5	3,48	3,479	612 ⁺
2	3,36	3,361	106 ⁺ , 107, 511, 607, 611, 615
1	3,34	3,332	601 ⁺ , 706
2	3,26	3,240	020 ⁺
6	3,15	3,152	007 ⁺ , 121, 122, 221, 305, 503, 508, 707, 713
4	3,12	3,118	503, 700 ⁺ , 803, 805
7	3,11	3,106	215, 220 ⁺ , 512, 517, 715
2	2,985	2,983	116 ⁺ , 117, 617
3	2,911	2,906	708, 807 ⁺
1	2,863	2,864	123, 124 ⁺
2	2,856	2,856	321, 414, 418, 421 ⁺ , 423
18	2,758	2,758	008 ⁺ , 216, 306, 603, 612, 618, 816, 903, 906
1	2,660	2,662	117 ⁺ , 118, 718, 902

Таблица 2 (окончание)

I/I_1	$d_{изм}, \text{Å}$	$d_{расч}, \text{Å}$	hkl
I	2,599	2,602	520 ⁺ , 525
I	2,569	2,577	323, 326 ⁺ , 514, 623, 809, 908, 914, 915
2	2,551	2,551	224, 316, 319, 422 ⁺ , 426, 619, 622, 624, 901
2	2,540	1,538	018 ⁺ , 613
I	2,534	2,533	4.010, 505 ⁺ , 6.0.10, 916
I5	2,451	2,451	009 ⁺ , 10.0.3
I	2,398	2,403	118, 119, 208 ⁺ , 723, 8.0.10
I	2,299	2,293	019 ⁺ , 506, 605, 10.0.9
I	2,260	2,261	027, 2.1.10, 328 ⁺ , 424, 824, 11.0.4
I	2,249	2,251	523 ⁺ , 727, 8.1.10, 823, 825
I	2,150	2,150	030, 031, 130, 417 ⁺ , 11.0.2
I	2,125	2,123	131, 132, 231, 425 ⁺ , 429, 6.0.12, 924
0,5	2,120	2,120	032 ⁺ , 230, 232, 3.1.11, 524, 925
4	2,072	2,072	033 ⁺ , 227, 229, 330, 333, 804, 10.0.1, 10.1.0
6	2,033	2,035	133, 309 ⁺ , 331, 334, 431, 433, 9.0.12
2	1,930	1,9301	228 ⁺ , 2.2.10, 805, 8.2.10, 913, 12.1.3, 12.1.9
2	1,855	1,8536	036, 334 ⁺ , 337, 437, 518, 630, 636, 8.1.13
2	1,852	1,8526	433 ⁺ , 733, 734, 13.0.3
6	1,846	1,8482	3.2.11, 815 ⁺ , 13.1.8
2	1,813	1,8125	6.0.14, 631 ⁺ , 637, 707, 731, 736, 8.0.14, 11.0.13
I	1,750	1,7490	2.1.11, 428 ⁺ , 7.1.14, 8.1.14, 8.2.12, 11.2.10
2	1,737	1,7364	137 ⁺ , 138, 816, 11.1.2, 13.1.2, 14.1.7
7	1,691	1,6882	0.0.13, 2.1.12, 708 ⁺ , 830, 14.1.10
0,5	1,650	1,6500	1.2.12, 4.2.13, 831 ⁺ , 931, 938, 15.0.5
2	1,626	1,6261	337, 619, 733, 7.3.10, 916, 10.3.7, 11.0.4 ...
I5	1,590	1,5903	143, 241, 243 ⁺ , 341, 342, 4.1.15, 7.0.16 ...
I	1,581	1,5821	043 ⁺ , 1.1.13, 1.1.14, 340, 343, 709, 727 ...
I	1,535	1,5352	144 ⁺ , 145
a_0	25,23 \pm 0,05 Å		$\beta = 120,1 \pm 0,3^\circ$
b_0	6,480 \pm 0,003 Å		$V = 3606,7 \text{ Å}^3$
c_0	25,50 \pm 0,04 Å		$Z = 6$

Примечание. Условия съемки: ДРОН-1,5; Co - антикатод, $I_0^0 = 2$ см на диаграмме; внутренний эталон α -SiO₂; параметры решетки рассчитаны МНК по совокупности отражений, помеченных знаком +; аналитик Э.М.Спиридонов.

формульной единице (ф.е.) Sb в расчете на 29 атомов. Для вакабаяшилита предлагалась также формула $(As,Sb)_3S_4$. В работе [I] описаны находки вакабаяшилита в месторождениях Хайдаркан (Киргизия) и Галхая (Якутия); по результатам полных химических анализов для минерала предложена формула $(As,Sb)_2S_3$. Рентгенограммы вакабаяшилита всех известных месторождений весьма сходны.

Представилось желательным уточнить состав вакабаяшилита и его рентгенометрические характеристики. С этой целью изучены четыре образца вакабаяшилита месторождения Хайдаркан из коллекции В.Ю.Волгина и В.С.Груздева, представленные мономинеральными сростками размером до 5x5x3 мм.

Химический состав минерала определен с помощью электронного микроскопа (25 кВ, 15 нА, эталоны - химически анализированные реальгар и аурипигмент, сурьма чистоты 99,99%; составы рассчитаны по программе CORRECS). Все выделения вакабаяшилита Хайдаркана зональны по составу: центральные их части обогащены сурьмой, краевые зоны - мышьяком; характер зональности такой же, как у вакабаяшилита месторождения Уайт-Кэпс [4]. Содержание серы в вакабаяшилите Хайдаркана близко к I8 ф.е., сумма атомных количеств мышьяка и сурьмы в нем близка к II ф.е.; количество сурьмы составляет 0,68-1,91 ф.е. (табл. I).

Первый из четырех образцов вакабаяшилита Хайдаркана наиболее однороден по составу. Состав большей части объема игольчатых кристаллов с поперечным сечением от 0,06x0,06 до 0,5x0,5 мм достаточно устойчив (см. табл. I, ан. I), ширина каемок высокомышьяковистого состава менее 0,01 мм. Для этого образца (ан. I) были изучены физические свойства и получена рентгенограмма. Плотность минерала, определенная методом гидростатистического взвешивания, составляет $4,06 \pm 0,03$ г/см³. Микротвердость колеблется от 20 до 92, в среднем 41 кг/мм² (ПМТ-3, Р = 10-20 г, 13 измерений, аналитик Н.Ф.Соколова). В отраженном свете вакабаяшилит похож на аурипигмент, характеризуется обильными сильными внутренними рефлексиями лимонно-желтого цвета, совершенной спайностью в нескольких направлениях.

Рентгенограмма порошка вакабаяшилита Хайдаркана (ан. I) дана в табл. 2; параметры элементарной ячейки, рассчитанные МНК по всей совокупности отражений, составляют $a = 25,23 \pm 0,05$, $b = 6,480 \pm 0,003$, $c = 25,50 \pm 0,04$ Å; $\beta = 120,1 \pm 0,3^\circ$; $V = 3606,7$ Å³; $Z = 6$; рентгеновская плотность $4,060$ г/см³. Параметры решетки вакабаяшилита Хайдаркана заметно больше, чем у вакабаяшилита из Нишиномаки, поскольку состав первого заметно более сурьмянистый.

Плотность вакабаяшилита Хайдаркана измеренная и расчетная (рентгеновская) точно совпадает; следовательно, пересчеты химического состава минерала на формулу любыми способами дадут одинаковый результат.

Проведенное исследование свидетельствует о том, что первоначальный вариант формулы вакабаяшилита - $(As,Sb)_{11}S_{18}$ - правильный.

Рентгенограмма вакабаяшилита имеет определенное сходство с рентгенограммой пирротина; вероятно, он, как и пирротин, представляет собой твердый раствор вычитания.

Литература

1. Груздев В.С., Волгин В.Ю., Шумкова Н.Г. и др. Вакабаяшилит $(As,Sb)_2S_3$ из мышьяково-сурьмяно-ртутных месторождений СССР // Докл. АН СССР. 1975. Т. 224, № 2. С. 418-421.
2. Груздев В.С., Степанов В.И., Шумкова Н.Г. и др. Галхайт - $HgAsS_2$, новый минерал из мышьяково-сурьмяно-ртутных месторождений СССР // Там же. 1972. Т. 205, № 5. С. 1194-1197.
3. Introduction to Japanese minerals. Tokyo: Geol. Surv. Jap., 1970. 235 p.
4. Scott J.D., Nowacki W. New data on wakabayashilite // Canad. Miner. 1975. Vol. 13, N 4. P. 418-419.

Э.М.Спиридонов

**ЖЕЛЕЗИСТЫЙ КОБАЛЬТИН СКАРНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДИ ИЧКЕУЛЬМЕС
(Северный Казахстан)**

Кобальтин CoAsS характеризуется различной упорядоченностью мышьяка и серы в структуре. Высокотемпературный (высокий) кобальтин (кобальтин-I) отличается неупорядоченной структурой типа пирита с пр. гр. Pa3 , т.е. формула минерала отвечает $\text{Co}(\text{As},\text{S})_2$; низкотемпературный (низкий) кобальтин (кобальтин-II) выделяется почти полной упорядоченностью атомов мышьяка и серы, симметрия минерала пониженная - ромбическая, пр. гр. Pca2_1 , формула - CoAsS [5,6]. В месторождениях встречаются обе модификации кобальтина и их смеси [1]. Изучение распределения различных модификаций кобальтина может дать дополнительную информацию об особенностях процессов рудообразования.

Кобальтин - характерный второстепенный минерал скарновых месторождений

Таблица I

Химический состав (в мас.%), микротвердость и параметры решетки кобальтина скарнового месторождения Ичкеульмес, Северный Казахстан

Компоненты	I ^x	I	2	3	4	5	6
Co	29,87	29,54	33,04	32,28	34,79	35,13	34,44
Fe	4,54	4,39	4,12	2,99	2,91	2,38	2,08
Ni	0,69	0,72	0,08	0,26	0,09	0,31	0,41
Cu	0,00	0,02	0,08	0,00	0,00	0,00	0,09
As	45,25	45,15	44,50	46,68	43,45	45,05	45,46
Sb	0,67	0,61	0,01	Сл.	Сл.	0,01	0,01
Bi	0,00	Сл.	0,04	0,00	0,00	Сл.	0,11
S	18,74	18,99	19,78	18,05	19,48	19,12	19,38
Сумма	99,91	99,42	101,65	100,25	100,72	102,00	101,98

Формульные единицы в расчете на 3 атома

Co	0,85	0,84	0,91	0,92	0,96	0,97	0,95
Fe	0,14	0,13	0,12	0,09	0,08	0,07	0,06
Ni	0,02	0,02	-	0,01	-	0,01	0,01
Сумма	1,01	0,99	1,03	1,02	1,04	1,05	1,02
As	1,01	1,01	0,97	1,04	0,94	0,98	0,99
Sb	0,01	0,01	-	-	-	-	-
S	0,98	0,99	1,00	0,94	1,02	0,97	0,99
VHN, кг/мм ²	II05				I089		I004
	(970-1225)				(985-1223)		(968-1143)
n	15				20		18
a ₀ ± 0,002, Å	5,565				5,561		5,560

Примечание. I^x - химический анализ из навески 300 мг, аналитик Н.Г. Шумкова, ИМГРЭ, остальные - микрозонд "Самебах", аналитик Э.М.Спиридонов. Микротвердость измерена Н.Ф.Соколовой (ПМТ-3, Р = 100 г); n - число измерений. Параметры решетки рассчитаны МНК.

Таблица 2

Отражение R (в %) кобальтина Ичкеульмеса в интервале спектра
 $\lambda = 420-700$ нм

Номер образца	Fe, мас. %	420	440	460	480	500	520	540	560
I	4,5	49,7	49,1	48,8	48,9	49,3	49,9	50,6	51,4
4	2,9	48,3	48,1	47,8	48,0	48,8	49,7	50,5	51,4
6	2,1	48,1	47,4	47,1	47,4	48,4	49,5	50,3	51,2

Номер образца	Fe, мас. %	580	600	620	640	660	680	700
I	4,5	52,3	52,7	53,1	53,7	54,0	54,4	55,0
4	2,9	52,5	53,2	53,8	54,2	54,6	55,0	55,4
6	2,1	52,4	53,0	53,6	54,3	54,7	55,2	55,6

Примечание. Измерено Т.Н.Чвилевой на двухлучевом микрорефлектометре "Блеск", эталон - металлический кремний.

Таблица 3

Рентгенограмма железистого кобальтина Ичкеульмеса, обр. I

I/I_1	$d_{изм}, \text{Å}$	$d_{расч}, \text{Å}$	hkl	I/I_1	$d_{изм}, \text{Å}$	$d_{расч}, \text{Å}$	hkl
11	5,54	5,565	100 ^x	81	1,677	1,6778	311
5	3,932	3,935	110 ^x	7	1,607	1,6064	222
7	3,205	3,213	111	28	1,544	1,5434	320
87	2,782	2,7823	200	32	1,486	1,4872	321
100	2,487	2,4886	210	8	1,390	1,3912	400
79	2,272	2,2718	211	3	1,350	1,3496	410 ^x
26	1,966	1,9674	220	6	1,244	1,2443	420
4	1,854	1,8549	300 ^x	14	1,215	1,2143	421
2	1,759	1,7597	310 ^x	5	1,187	1,1864	332

Примечание. Условия съемки: дифрактометр ДРОН-1,5; Со-антикатод; $I^0\theta = 4$ см на диаграмме; внутренний эталон - кварц; аналитик Э.М.Спиридонов. Звездочкой отмечены отражения, характерные для низкого кобальтина.

железа и меди Северного Казахстана, связанных с интрузивами позднеордовикского тоналит-гранодиоритового крыккудукского комплекса [2-4]. Небольшое по масштабам скарновое месторождение меди Ичкеульмес, связанное с калийной фацией гранодиоритов - с адамеллитами Селетинского плутона, является многостадийным и характеризуется ассоциациями разнообразных оксидных и сульфидных минералов железа, сульфидов меди, сульфидов и сульфоарсенидов кобальта и никеля, шеелита, молибденита, обилием сульфосолей и сульфотеллуридов висмута. Кобальтин входит в состав средне-низкотемпературных гидротермальных ассоциаций, наложенных на скарны, на гидросиликатные скарны, пропилитизированные скарны. Это кварц-карбонатные, кварцевые и карбонатные гнезда и прожилки с хлоритом, магнетитом, кобальтином, с подчиненными халькопиритом и железистым сфалеритом. Вокруг них развиты ореолы вкрапленности кобальтина в массивных халькопиритовых рудах, в агрегатах мушкетовита, в разложенных хлоритизированных скарнах. Кобальтин тесно ассоциирует с магнетитом. Встречаются скопления кобальтина в поперечнике до 80 см, в большинстве других мест присутствует рассеянная вкрапленность минерала или кобальтин отсутствует.

Кобальтин слагает идиоморфные или субидиоморфные кристаллы кубооктаэдрической, а чаще сложной формы размером от сотых долей до 9 мм. Метакристаллы кобальтина содержат множество резорбированных включений халькопирита и мушкетовита. В кобальтине часто наблюдаются метасоматические вроски гладита, реже - крупкаита.

Химический состав кобальтина довольно устойчив и близок к стехиометрическому (табл. I). Содержания железа составляют 2-5%, никеля и сурьмы - до 1%, меди и висмута - до 0,1%. По данным спектрального анализа, кобальтин содержит (в г/т): свинца 40, скандия 30, серебра и титана по 10, молибдена и германия по 2. С ростом содержания железа, изоморфно замещающего кобальт, несколько увеличиваются микротвердость кобальтина и параметры его элементарной ячейки (см. табл. I), отражение в синей области спектра (табл. 2). Отражение в желтой и красной областях с ростом железистости меняется мало. По рентгенометрическим данным железистый кобальтин Ичкеульмеса представлен смесью полиморфных модификаций - высокой (преобладает) и низкой (табл. 3); диагностика полиморфных модификаций выполнена по аналогии с данными в [5, 6]. Таким образом, кобальтин скарнового месторождения меди Ичкеульмес малоупорядоченный.

Автор признателен Н.Ф. Соколовой и Т.Н. Чвилевой, выполнившим измерения микротвердости и отражения.

Литература

1. Боришанская С.С., Виноградова Р.А., Крутов Г.А. Минералы никеля и кобальта. М.: Изд-во МГУ, 1981. 221 с.
2. Сергийко Ю.А. Об отношении железорудных скарнов района месторождения Атансор к интрузивным и жильным породам // Вестн. АН КазССР. 1961. № 3. С. 15-31.
3. Спиридонов Э.М. Фациальность плутонов крыккудукской интрузивной серии Северного Казахстана в связи с рудоносностью // Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. 1975. Вып. IIО. С. 24-32.
4. Яценко Н.Я. Связь железного и медного оруденения с крыккудукским интрузивным комплексом на примере месторождений Атансор и Ичкеульмес: Дис. канд. геол.-минерал. наук. 1968. 175 с.
5. Bayliss P. A further crystal structure refinement of cobaltite // Amer. Miner. 1982. Vol. 67, N 9/10. P. 1048-1057.
6. Giese R.F., Kerr P.F. The crystal structure of ordered and disordered cobaltite // Ibid. 1965. Vol. 50, N 7/8. P. 1002-1014.

В.В.Субботин, А.В.Волошин, Я.А.Пахомовский, Ю.П.Меньшиков

ФАТЕРИТ ИЗ КАРБОНАТИТОВ ВУОРИЯРВИ
(Кольский полуостров)

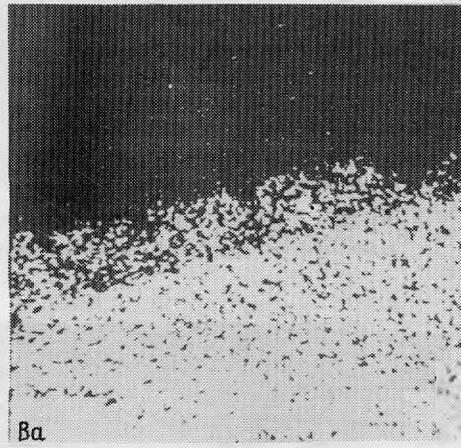
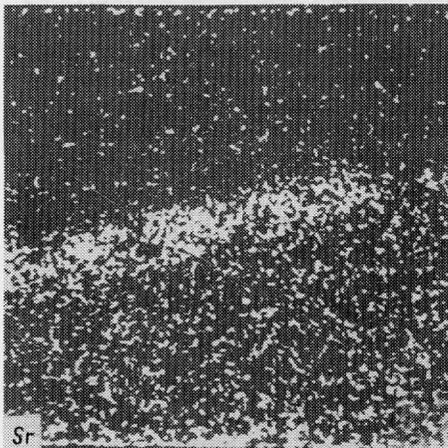
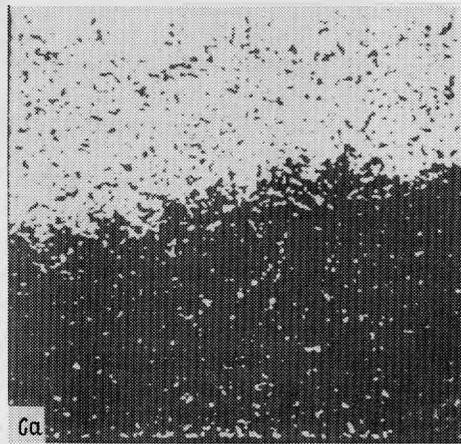
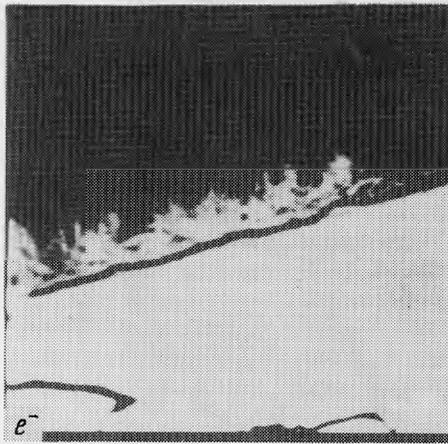
Гексагональная полиморфная модификация карбоната кальция - фатерит в естественных геологических условиях встречается крайне редко. До недавнего времени природный фатерит был известен лишь в Северной Ирландии в продуктах изменения гидрогелевых псевдоморфоз по ларниту [9]. Имеются упоминания о находках фатерита в залеченных тканях растрескавшихся раковин гастропод и в пещерных отложениях [4]. В 1986 г. В.В.Ершовым [2] впервые в СССР получена рентгенограмма порошка природного фатерита из солевых отложений нефтедобывающей скважины. Во всех упомянутых случаях образование фатерита связано с приповерхностными экзогенными процессами.

При изучении парагенетических ассоциаций карбонатных минералов в карбонатитах щелочно-ультраосновного массива Вуориярви, Кольский полуостров, фатерит был обнаружен в минерализованных пустотах жилы бербанкит-кальцит-доломитового карбонатита, секущего флогопитизированный пироксенит. Жила пересечена буровой скважиной на глубине около 200 м от дневной поверхности. Пустоты с фатеритом локализованы в приконтактной части жилы, резко обогащенной бербанкитом. Вторичные изменения минералов, слагающих карбонатит и вмещающую породу, которые могли бы быть связаны с процессами выветривания в приповерхностных условиях или с тектоническими проявлениями, полностью отсутствуют. Не вызывает сомнения образование фатерита из остаточных гидротермальных растворов после кристаллизации основных породообразующих минералов карбонатита. Таким образом, фатерит впервые обнаружен в связи с глубинными эндогенными породами.

В минерализованных пустотах происходила кристаллизация целого ряда поздних карбонатов. Последовательность их образования установлена по взаимному нарастанию минералов друг на друга. Следы растворения каких-либо минеральных фаз полностью отсутствуют, что свидетельствует о последовательной кристаллизации минералов из единого гидротермального раствора. Первыми образовались уплощенно-призматические желтые кристаллы баритокальцита, на которые нарастали дисковидные кристаллы эвальдита дымчатого цвета. В дальнейшем кристаллизовался доннеит, образующий серебристо-белые корочки, состоящие из сферолитов скорлуповато-чешуйчатого строения, которые покрывались сферолитами фатерита (рис. 1). Завершился гидротермальный процесс образованием скрытокристаллического молочного-белого кальцита. Размеры выделений всех перечисленных минералов незначительные и не превышают нескольких миллиметров. Лишь поздний кальцит нередко образует заметные скопления, целиком заполняя минерализованные полости.

Фатерит образует шарообразные сферолиты тонкопластинчатого строения (рис. 2), а также отдельные розетки (или "розы"; рис. 3). Во всех случаях для него характерно упорядоченное расположение отдельных пластинок-индивидов в пределах каждого сферолита, как и в сферолитах синтетического фатерита [7]. По этому признаку он легко отличается от сферолитов доннеита, отдельные индивиды которых, во-первых, сильно изогнуты, во-вторых, ориентированы незакономерно (см. рис. 2). Тонкая пластинчатость индивидов, составляющих сферолиты фатерита, присуща только их внешним зонам, внутренние участки сферолитов сложены плотным тонкокристаллическим агрегатом.

Г.А.Ильинский [3], описывая "параморфозы кальцита по фатериту" из доломитовых карбонатитов Вуориярви, скорее всего имел дело с псевдоморфозами кальцита по эвальдиту, поскольку широкое распространение эвальдита



50 мкм

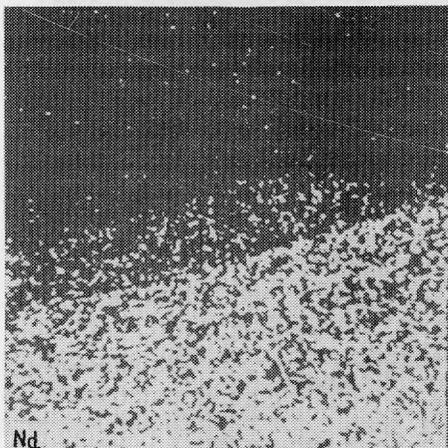


Рис. I. Последовательное нарастание доннеита и фатерита на барито-кальцит. Растровые картины участка аншлифа в отраженных электронах (e^-) и характеристическом излучении указанных элементов

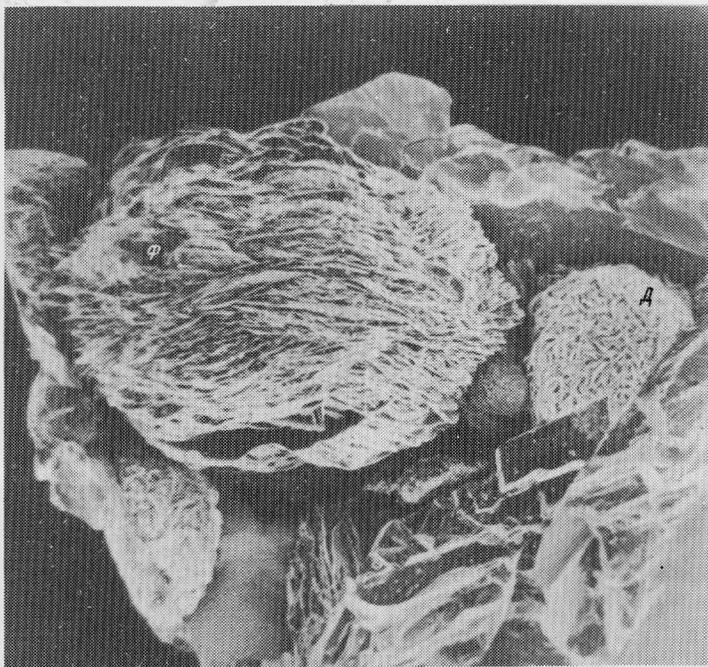


Рис. 2. Сферолиты фатерита (Ф) и доннеита (Д) в плоскости растворения в бербанките. РЭМ, увел. 64

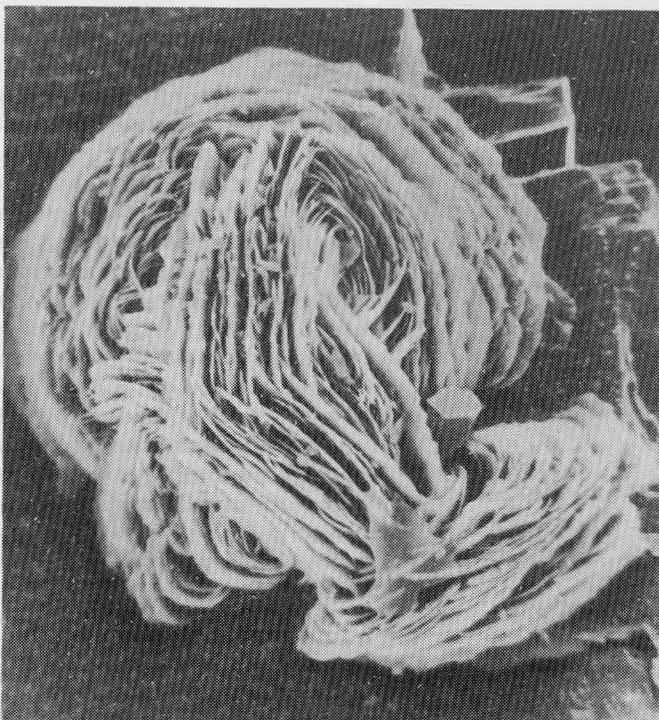


Рис. 3. "Роза" фатерита на баритокальците. РЭМ, увел. 280

Рис. 4. ИК-спектры минералов
 1 - фатерит; 2 - кальцит;
 3 - арагонит; 4 - баритокальцит

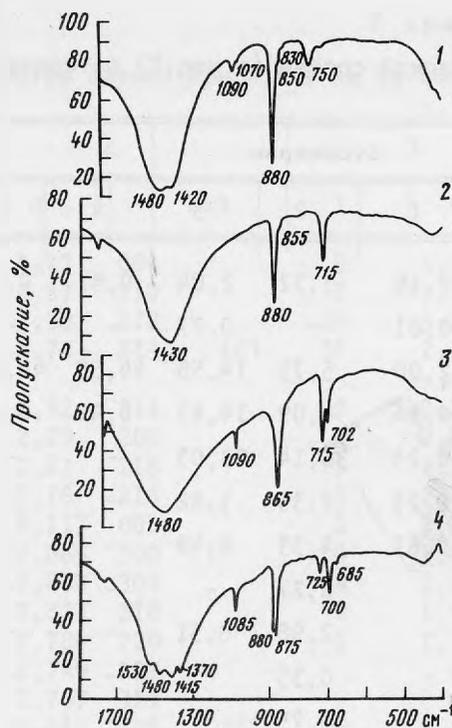
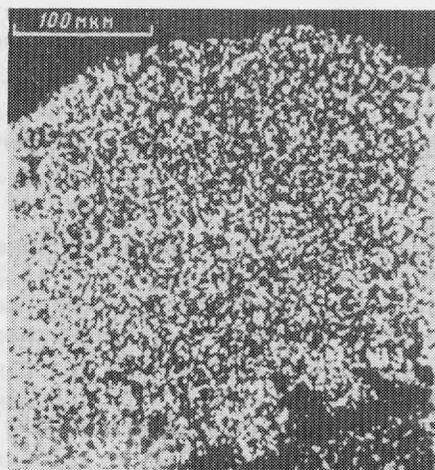
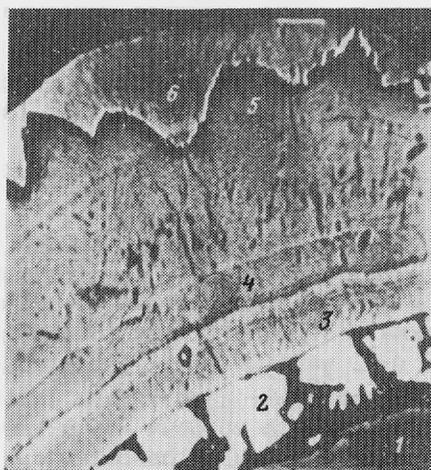


Рис. 5. Строение зональных карбонатных корочек из миндалин дайки пикритового порфирида

Растровые картины участка аншлифа в отраженных электронах и характеристическом излучении кальция: 1 - шортит; 2 - кальцит; 3-5 - "фатерит", зоны роста; 6 - "арагонит"



в кристаллах именно этой морфологии (уплощенные гексагональные дипирамиды и их параллельные сростки) установлено нами в этих карбонатах в настоящее время. Напротив, фатерит обнаружен лишь в форме сферолитов. Эта форма наиболее характерная и для синтетического фатерита [7, 10].

Цвет фатерита матово-белый, реже наблюдались прозрачные бесцветные сферолиты, блеск стеклянный, твердость 2,5-3. Оптические свойства изучены в иммерсионных препаратах. Минерал одноосный, положительный, $n_o = 1,556$, $n_e = 1,659$. Повышенные значения показателей преломления фатерита в сравнении с синтетическим [1, 10] объясняются, по-видимому, особенностями химического состава минерала.

Таблица I

Химический состав (в мас.%) фатерита и ассоциирующих с ним минералов

Компоненты	Вуориярви			Хибины					
	I	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	2,19	3,32	2,04	0,51	0,51	0,28	1,17	21,93	0,48
MgO	0,81	-	0,77	-	-	-	0,05	-	-
CaO	52,00	5,75	14,55 ^x	44,58	44,60	43,46	55,16	36,52	45,35
SrO	0,44	4,09	14,65	0,42	0,49	0,46	0,63	0,40	0,42
BaO	0,24	36,14	23,03	-	-	-	-	-	-
La ₂ O ₃	0,23	2,33	3,82	-	-	-	-	-	-
Ce ₂ O ₃	0,61	4,53	4,49	-	-	-	0,06	-	-
Pr ₂ O ₃	-	0,27	-	-	-	-	-	-	-
Nd ₂ O ₃	-	2,98	0,51	-	-	-	-	-	-
Sm ₂ O ₃	-	0,35	-	-	-	-	-	-	-
Gd ₂ O ₃	-	0,25	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	56,52	60,01	63,86	45,51	45,60	44,20	57,07	58,85	46,25

^x Содержание CaO в донните завышено за счет захвата участков фатерита при зондировании расфокусированным электронным пучком (см. рис. I).

Примечание. I - фатерит; 2 - баритокальцит; 3 - доннит; 4-6 - "фатерит", зоны роста (на рис. 5 зоны 3-5 соответственно); 7 - кальцит (зона 2); 8 - шортит (зона I); 9 - "арагонит" (зона 6).

Исследование ИК-спектра фатерита (рис. 4) показало его идентичность ИК-спектру синтетического аналога [I2]. Этим методом фатерит нередко диагностируется среди многочисленных простых и сложных карбонатных минералов. Диагностическими являются характеристические частоты ν_3 , где для фатерита характерен дублет 1480 и 1420 см⁻¹, и ν_4 - 750 см⁻¹. Характеристические частоты ν_1 и ν_2 (1090, 870, 850 см⁻¹) совпадают с частотами целого ряда карбонатов, а слабые полосы 1070 и 830 см⁻¹, по которым можно диагностировать фатерит, при обычных условиях съемки почти не разрешаются.

Химический состав фатерита и некоторых сопутствующих минералов (табл. I) изучен на микроанализаторе MS-46 "Самеса". Растровые картины участка аншлифа, в котором определены составы минералов, показаны на рис. I.

К сожалению, в опубликованной литературе отсутствуют данные по химическому составу природного фатерита. В нашем случае минерал содержит ряд примесей, каждая из которых или их комбинации могут являться стабилизирующими для этой крайне неустойчивой структурной модификации CaCO₃. Особого упоминания заслуживает примесь редкоземельных элементов в фатерите в связи с предположением, что фатерит - конечный кальциевый член ряда редкоземельных фторкарбонатов: бастнезит-паризит-рентгенит-синхизит...-фатерит [5, 6, II].

Таблица 2

Межплоскостные расстояния и параметры элементарной ячейки фатерита (в Å)

1				2				3	
I	d _{изм}	d _{выч}	hkl	I	d	hkl	I	d	
3	4,20	4,230	004	20	4,23	004	3	4,19	
8	3,54	3,570	110	55	3,57	110	8	3,55	
10	3,27	3,290	112	100	3,30	112	10	3,28	
10	2,714	2,727	114	95	2,73	114	10	2,718	
		2,709	203						
I	2,303	2,312	211	6	2,32	211	2	2,319	
I	2,261	2,282	205	2	2,29	205	4	2,259	
I	2,220	2,213	116	6	2,22	116	1	2,207	
I	2,143	2,157	213	4	2,16	213	1	2,146	
2	2,106	2,116	008	15	2,117	008	2	2,108	
8	2,054	2,059	300	60	2,065	300	9	2,057	
4	1,848	1,851	304	25	1,858	304	4	1,850	
9	1,811	1,820	118	70	1,823	118	9	1,818	
I	1,780	1,783	220	4	1,788	220	1	1,784	
				1	1,749	222			
				1	1,707	311			
5	1,640	1,643	224	25	1,647	224	6	1,646	
		1,639	133			313			
I	1,538	1,538	401	5	1,545	401	1	1,542	
I	1,505	1,507	226	1	1,511	226			
2	1,474	1,476	308	7	1,478	308	1	1,477	
I	1,414	1,411	0012	1	1,416	0012	1	1,412	
2	1,362	1,364	228	8	1,366	228	1	1,366	
				7	1,353	410			
I	1,331	1,331	412	7	1,334	412	1	1,336	
3	1,310	1,312	1112	13	1,313	1112	5	1,313	
4	1,286	1,284	414	15	1,278	414	5	1,289	
I	1,191	1,189	330	2	1,192	330	1	1,194	
				1	1,181	332			
I	1,163	1,164	3012	5	1,167	3012			
I	1,146	1,144	334	10	1,148	334			
3	1,137	1,137	418	12	1,140	418			
3	1,107	1,106	2212	7	1,108	2212			
3	1,058	1,058	0016	3	1,056	0016			
I	1,034	1,036	338	1	1,035	338			
		1,029	600	1	1,032	600			
2	1,015	1,015	430	10	1,018	1116			
		1,014	1116						
				6	0,942	3016			
	a = 7,131 (4)				a = 7,15				
	c = 16,932 (7)				c = 16,94				

Примечание. 1 - фатерит, Вуориярви, камера РКУ-114,6 мм, неотфильтрованное Fe-излучение; 2 - фатерит синтетический [11]; 3 - "фатерит", Хибины, камера РКУ-114,6 мм, неотфильтрованное Sr-излучение.

Рентгенограмма порошка и параметры элементарной ячейки фатерита из Вуориярви в сравнении с рентгенограммой синтетического фатерита [II] приведены в табл. 2. Они практически идентичны. Незначительное понижение значений межплоскостных расстояний, а соответственно и параметров ячейки в природном фатерите связаны, по-видимому, с изоморфной примесью натрия и магния. Рентгеновская плотность минерала, рассчитанная на эмпирическую формулу $\text{Ca}_{0,92}\text{Na}_{0,07}\text{Mg}_{0,02}\text{CO}_3$, равна 2,64 г/см³. Это значение хорошо согласуется с измеренной плотностью синтетического фатерита - 2,6 г/см³ [87] и с расчетными значениями плотности синтетического фатерита, приведенными различными авторами - 2,645-2,68 г/см³ [I, 8].

Многочисленными экспериментами по синтезу фатерита [IO и др.] установлено, что основными условиями его кристаллизации являются пересыщенность растворов, высокая щелочность, низкие температуры (20-100°C). Вероятность возникновения фатерита повышается при наличии ингибиторов - компонентов, препятствующих кристаллизации кальцита и арагонита (K^+ , NH_4^+ , Ce^{3+} , La^{3+}). Минеральная ассоциация, в которой обнаружен фатерит в карбонатитах Вуориярви, позволяет предполагать существование близких условий в заключительную гидротермальную стадию формирования карбонатитов: наличие высококонцентрированных остаточных гидротермальных растворов, обогащенных углекислотой, кальцием, щелочами, в частности натрием, и редкоземельными элементами.

Представляется, что распространенность фатерита и условия его образования гораздо шире и разнообразнее, чем считалось до сих пор. Речь идет прежде всего о природных минеральных системах эндогенного происхождения. Подтверждается это не только находкой фатерита в карбонатитах. В Хибинском щелочном массиве в миндалинах дайки пикритового порфирита секущей фойяиты обнаружен минерал, ИК-спектр и рентгенограмма (см. табл. 2) которого идентичны фатериту. Совместно с шортитом, кальцитом и минералом, близким по свойствам к арагониту, он образует на стенках миндалин слоистые корочки тонкопластинчатого строения (рис. 5). Оптические характеристики минерала также близки к фатериту: одноосный положительный, $n_o = 1,554$, $n_e = 1,645$. По данным микронзондового анализа химический состав минерала (см. табл. I) в сравнении с фатеритом и кальцитом отличается существенным дефицитом кальция (более 10 мас. %). Эта особенность позволяет применять к нему название "фатерит" лишь условно. Аналогичный дефицит кальция наблюдается и у "арAGONита" (см. табл. I), хотя ИК-спектр и рентгенограмма порошка минерала соответствуют арагониту. Под электронным пучком оба минерала ведут себя как водные, однако по данным ИК-спектроскопии ни H_2O , ни OH -групп в них не содержится. Из-за недостатка материала причина этого явления осталась невыясненной. Не вызывает сомнения, что образование этих минералов происходило в высокощелочной обстановке: помимо шортита, "фатерит" ассоциирует с микроклином, содалитом, пектолитом.

Таким образом, описанные находки существенно расширяют представления о распространенности и условиях образования фатерита в природных минеральных системах. Находки фатерита имеют вполне определенное индикаторное значение: появление фатерита фиксирует низкотемпературные гидротермальные минеральные фации, формирующиеся в условиях высокой щелочности.

Литература

1. Дэна Дж. Ж., Дэна Э. С., Пэлач Ч. и др. Система минералогии. М.: Изд-во иностран. лит., 1953. Т. 2, полутом I. 773 с.
2. Ершов В. В. О находке фатерита в солевых отложениях нефтедобывающих скважин // Ежегодник Института геологии и геохимии Уральского отделения АН СССР, 1986. Свердловск, 1987. С. 79-80.

3. Ильинский Г.А. О парамофозах-кальцита по фатериту // Докл. АН СССР. 1958. Т. 121, № 3. С. 541-543.
4. Карлсон У.Д. Полиморфизм CaCO_3 и превращение арагонит-кальцит // Карбонаты: Минералогия и химия. М.: Мир, 1987. С. 240-282.
5. Семенов Е.И. О возможном новом фторкарбонате редких земель // Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов. М., 1959. С. 181-186. (Тр. ИМГРЭ; Вып. 2).
6. Donnay G., Donnay J.D.H. The crystallography of bastnaesite, parisite, roentgenite and synchisite // Amer. Miner. 1953. Vol. 38. P. 932-963.
7. Easton A.J., Claugher D. Variations in a growth from of synthetic vaterite // Miner. Mag., 1986. Vol. 50. P. 332-336.
8. Kamhi S.R. On the structure of vaterite, CaCO_3 // Acta crystallogr. 1963. Vol. 16. P. 770-772.
9. McConnell J.D.C. Vaterite from Ballycraigy, Larne, Northern Ireland // Miner. Mag. 1960. Vol. 32. P. 535-544.
10. Meyer H.J. Bildung und Morphologie des Vaterits // Ztschr. Kristallogr. 1965. Bd. 121. S. 220-242.
11. Meyer H.J. Struktur und Fehlordnung des Vaterits // Ibid. 1969. Bd. 128. S. 183-212.
12. Sato M., Matsuda S. Structure of vaterite and infrared spectra // Ibid. Bd. 129. S. 405-410.

УДК 553.1

Н.В.Чуканов, В.И.Степанов

ИК-СПЕКТРАЛЬНЫЙ МЕТОД АНАЛИЗА
НЕКОТОРЫХ КАРБОНАТОВ ГРУПП КАЛЬЦИТА И ДОЛОМИТА

Карбонаты групп кальцита и доломита включают ряд широко распространенных породообразующих минералов, входят в состав руд (сидерит, смитсонит, родохрозит, анкерит). Отсюда понятна необходимость разработки экспресс-методов анализа составов и структуры этих минералов.

ИК-спектры карбонатов $\text{R}_2^{2+}\text{CO}_3$ имеют простую структуру (рис. 1), определяемую колебаниями иона CO_3^{2-} : плоскими деформационными ($690-760 \text{ см}^{-1}$, ν_1), неплоскими ($840-900 \text{ см}^{-1}$, ν_2), симметричными валентными ($1000-1100 \text{ см}^{-1}$, ν_3) и асимметричными валентными ($1400-1500 \text{ см}^{-1}$, ν_4), причем полоса ν_3 в соответствии с правилами отбора отсутствует в спектрах карбонатов групп кальцита и доломита, что позволяет легко отличать их от карбонатов группы арагонита.

В настоящей работе предлагается простой ИК-спектральный метод идентификации тригональных карбонатов состава $\text{Ca}_x\text{Mg}_y\text{Fe}_z\text{Mn}_t\text{CO}_3$. Метод основан на измерении сдвигов $\Delta\nu_1$ и $\Delta\nu_2$ узких полос ν_1 и ν_2 относительно соответствующих полос в ИК-спектре чистого кальция, используемого в качестве эталона. ИК-спектры образцов, запрессованных в таблетки с КВг, регистрировали на спектрофотометре "Specord 75 1R" при спектральной ширине щели $0,6 \text{ см}^{-1}$. Высокая точность измерения $\Delta\nu_1$ и $\Delta\nu_2$ достигалась путем последовательного прописывания максимумов аналогичных полос исследуемого образца и эталона без остановки каретки самописца. Составы использованных образцов приведены на рис. 2, 3 и в таблице.

Рис. 1. ИК-спектры кальцита (1) и сидерита (2)

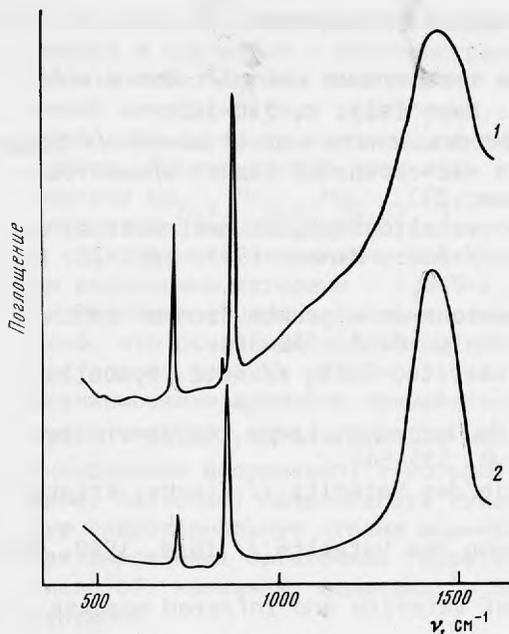


Рис. 2. Составы карбонатов с содержанием MgO <2,9%

Рис. 3. Составы карбонатов с содержанием CaO <2,3%

Рис. 1

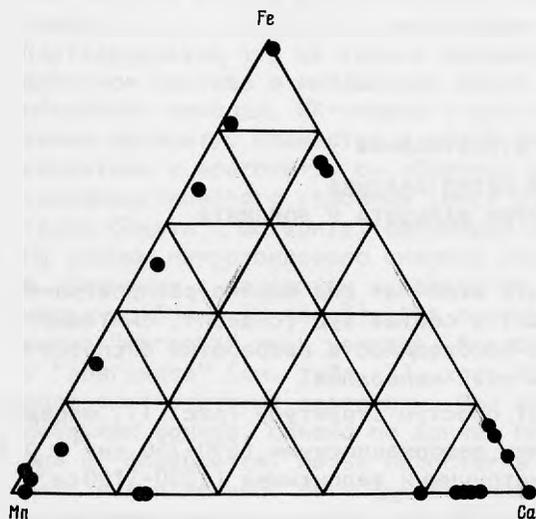


Рис. 2

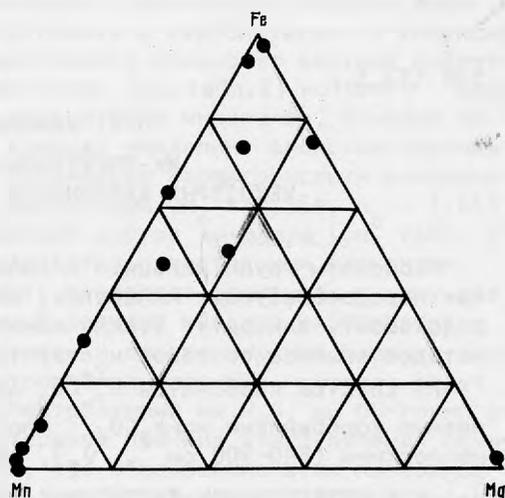


Рис. 3

На рис. 4 показаны положения спектральных полос изученных образцов в координатах $(\Delta\nu_1, \Delta\nu_2)$. Границы областей существования минеральных видов получены из экстраполяции линейных корреляций

$$\Delta\nu_1 = A_1y + B_1z + C_1t + D_1,$$

$$\Delta\nu_2 = A_2y + B_2z + C_2t + D_2$$

при условии $y + z + t = 1$ для бескальциевых карбонатов;

$$\Delta\nu_1 = A_3y + B_3z + C_3t,$$

$$\Delta\nu_2 = A_4y + B_4z + C_4t$$

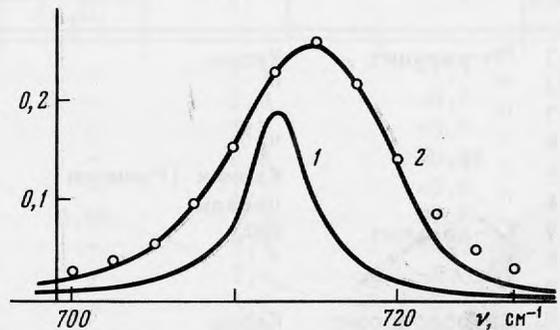
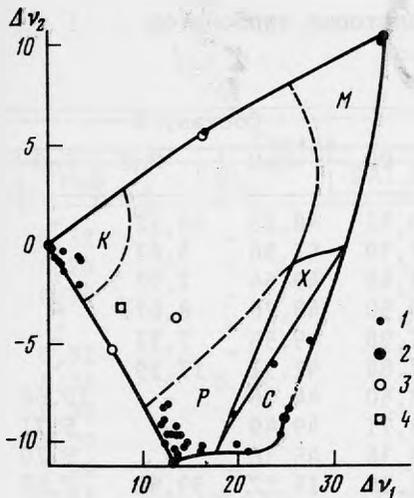


Рис. 4. Диаграмма спектральных параметров минералов групп кальцита (1 - экспериментальные точки, 2 - конечные члены) и доломита (3 - конечные члены, 4 - кутнагорит состава $Mn_{0,77}Mg_{0,14}Fe_{0,10}Ca_{0,98}CO_3$, Чехословакия)

Выделены области кальцита (K), магнезита (M), родохрозита (P), сидерита (C) и карбонатов $Mg_yFe_zMn_tCO_3$, $y, z, t < 0,5$ (X)

Рис. 5. ИК-спектры оптической плотности (усл. ед.) в области полосы ν_I чистого кальцита (1) и обр. 8 железистого кальцита (2)

Точки соответствуют лоренцевскому контуру

для марганцовистых и железистых кальцитов, причем вблизи конечных членов изоморфного ряда сидерит-родохрозит принимались различные значения A_i, B_i, C_i .

Полученная диаграмма позволяет определять карбонаты Ca, Mg, Fe, Mn с точностью до минерального вида. Для трехкомпонентных карбонатов возможно также количественное определение состава. Так, для бескальциевых сидеритов ($x = 0$) линейный корреляционный анализ приводит к следующим соотношениям:

$$y = (4,82 \Delta\nu_I - \Delta\nu_2 + 66,1) : 72,3,$$

$$t = 1,97 - (\Delta\nu_I : 12,5) + 1,16 y,$$

$$z = 1 - y - t.$$

Использование этих соотношений позволяет избежать трудности, возникающие при рентгенографической идентификации сидеритов и связанные с тем, что при одновременном вхождении в кристаллическую решетку ионов Mg и Mn их влияние на параметры ячейки может компенсироваться [2,3].

Важно отметить, что кальциты, магнезиты, родохрозиты, бескальциевые сидериты и карбонаты состава $Mg_yFe_zMn_tCO_3$ ($y, z, t \leq 0,5$), а также [5,6] сферокобальтиты и гаспеиты дают на диаграмме ($\Delta\nu_I, \Delta\nu_2$) области, не перекрывающиеся как между собой, так и с областями доломитов, кутнагоритов и анкеритов. Для чистого сферокобальтита $\Delta\nu_I = 35 \text{ см}^{-1}$, $\Delta\nu_2 = -7 \text{ см}^{-1}$; для гаспеита $\Delta\nu_I = 39 \text{ см}^{-1}$, $\Delta\nu_2 = 0$ [5]. Исключением является смитсонит, для которого $\Delta\nu_I = 2I$, $\Delta\nu_2 = -6$ [5]. Поэтому данная методика ог-

Составы* и спектроскопические параметры некоторых карбонатов группы кальцита

№ п/п	Минерал	Месторождение	Состав, %			
			CO ₂	CaO	MnO	FeO
1	Mn-кальцит	Керчь	40,51	48,13	10,12	-
2	"	"	41,39	51,56	5,87	-
3	"	"	41,40	49,64	7,92	-
4	"	"	40,50	48,76	8,07	-
5	" 2*	Капник (Румыния)	41,98	49,55	7,33	-
6	"	Джезды	37,84	42,31	17,39	-
7	Fe-кальцит	КМА	43,50	44,96	-	10,66
8	"	"	43,71	49,49	-	5,71
9	"	"	43,36	45,36	-	9,20
10	Ca-родохрозит	Керчь	32,10	14,12	39,50	0,68
11	"	"	38,65	15,01	43,65	-
12	"	Капник (Румыния)	32,12	13,71	41,71	-
13	Fe-родохрозит	Моравия	35,67	2,01	54,63	6,52
14	"	Кара-Оба	32,13	2,22	45,12	19,40
15	Родохрозит	Сапальское	37,66	1,00	59,36	-
16	"	Первомайское (Иркутская обл.)	30,01	1,57	55,86	1,35
17	Олигонит	Кара-Оба	31,76	0,87	27,69	39,87
18	"	Нижний Згид (Северная Осетия)	38,8	1,48	27,59	29,18
19	Магнезит	Кемпирсай	51,53	-	0,41	2,55
20	Ca-сидерит 3*	Керчь	25,07	10,35	1,65	42,35
21	" 3*	"	31,97	12,41	2,52	42,81
22	Сидерит	Ивигтут (Гренландия)	38,09	-	3,03	58,48
23	Mg-сидерит	Енисейский край	40,21	0,51	1,30	49,94
24	Mg, Mn-сидерит	Эге-Хая (Якутия)	39,90	1,01	19,27	32,87
25	Сидерит	Депутатское	38,24	0,49	-	60,48
26	Mn-сидерит	Зиген (ФРГ)	38,98	0,50	10,67	47,06

* Аналитик Г.А.Осолодкина. 2* Содержит механическую примесь родохрозита.
3* Неоднородный, загрязнен механическими примесями.

раничена тригональными карбонатами типа $R^{2+}CO_3$, не содержащими существенных количеств цинка.

Преимущества предлагаемого метода заключаются не только в быстроте идентификации и возможности работать с малыми (~ I мг, а при использовании специальных методик до 0,001 мг) количествами вещества, но и в контроле степени однородности образца.

Мы не будем здесь останавливаться на тривиальных источниках неоднородности (микрогетерогенность, механические загрязнения, проявляющиеся соответственно в расщеплении полос и проявлении в спектре новых полос), а рассмотрим проявление в ИК-спектре микронапряжений кристаллической решетки, вызванное изоморфизмом.

Полосы в ИК-спектрах конечных членов изоморфных рядов имеют, как правило, меньшие ширины, чем аналогичные полосы промежуточных членов. Так,

Состав, %				$\Delta\nu_1, \text{см}^{-1}$	$\Delta\nu_2, \text{см}^{-1}$
MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃		
0,32	-	-	-	1,5	-1,3
0,24	-	-	-	1,0	-0,8
0,37	-	-	-	1,2	-0,9
-	-	-	-	0,8	-0,4
0,32	-	-	-	1,9	-0,6
0,75	0,76	0,31	0,94	3,3	-1,8
0,79	-	-	-	3,3	-0,7
1,20	-	-	-	1,4	-0,3
1,99	-	-	-	3,1	-0,5
0,58	9,13	3,09	-	11,5	-9,0
1,18	-	-	-	12,7	-12,0
2,20	9,09	0,28	0,60	12,1	-8,1
0,48	0,25	0,32	-	14,4	-9,9
0,34	0,32	0,29	-	16,1	-10,0
0,60	0,23	0,16	0,12	13,5	-10,0
0,10	2,30	2,44	6,32	12,1	-9,9
0,12	0,13	0,27	-	20,9	-10,4
2,14	-	-	-	19,5	-8,5
45,56	-	-	-	34,8	10,3
0,61	11,84	2,41	3,03	22,7	-11,8
0,91	0,81	0,57	6,76	20,4	-9,1
0,35	-	-	-	24,3	-9,5
8,12	-	-	-	27,5	-4,8
6,95	-	-	-	23,6	-5,9
0,70	-	-	-	25,0	-8,2
2,85	-	-	-	22,9	-7,6

полоса ν_1 в ИК-спектре чистого кальцита имеет ширину на полувысоте $\delta\nu = 4,7 \text{ см}^{-1}$, тогда как для железистого кальцита $\text{Ca}_{0,83}\text{Fe}_{0,15}\text{Mg}_{0,02}\text{CO}_3$ $\delta\nu = 14,5 \text{ см}^{-1}$. Дополнительная дисперсия частоты вызвана, очевидно, дисперсией микронапряжений кристаллической решетки.

Как показано в [1], при стохастическом (случайном) пространственном распределении напрягающих центров плотность распределения напряжений в решетке $f(\sigma)$ представляет собой кривую, центр которой описывается функцией Лоренца, а крылья обрезаются асимметрично, причем отношение лоренцевских крыльев при малой концентрации напрягающих центров равно 2:1, а отношение сдвига максимума относительно центра к ширине распределения составляет 0,13.

Как известно [4], в отсутствие фазовых переходов сдвиг полосы в ИК-спектре твердого вещества пропорционален величине давления (напряжения)

вплоть до давлений в десятки кбар. Следовательно, создаваемое напряжением распределение частот колебаний $g(\nu)$ подобно распределению напряжений в решетке. Этот факт позволяет непосредственно сопоставлять свойства формы контура спектральной полосы и функции $f(\sigma)$, хотя более строгим подходом было бы нахождение $f(\sigma)$ путем решения интегрального уравнения

$$f_H(\nu) = \int_0^{\infty} f_0(\nu - x) f(\alpha x) dx,$$

где $f_H(\nu)$ - наблюдаемый контур полосы данного образца; $f_0(\nu)$ - контур полосы конечного члена изоморфного ряда; α - коэффициент пропорциональности между величиной напряжения и сдвигом спектральной полосы. Такие работы нами в настоящее время ведутся.

Как видно из рис. 5, полоса ν_I чистого кальцита имеет лоренцевский контур, тогда как полоса ν_I железистого кальцита ($z = 0,08$) асимметрична, ее центральная часть описывается функцией Лоренца, а крылья спадают по более быстрому закону.

Отношение длин лоренцевских крыльев полосы ν_I железистых кальцитов лежит в пределах 1,6-2,0, а отношение сдвига максимума относительно центра полосы к ее дополнительному уширению падает с 0,15 до 0,08 при возрастании z от 0,02 до 0,08. Таким образом, в пределе малых концентраций ионов Fe^{2+} имеет место хорошее совпадение функций $f(\sigma)$ и $g(\nu)$, что свидетельствует о равномерном распределении ионов Fe^{2+} в изученных железистых кальцитах.

Метод анализа формы контура спектральной полосы может быть использован для исследования распределения примесных центров в кристаллической решетке, так как ситуации, когда примесь распределена равномерно, образует скопления, микрозональность и т.д., различимы в ИК-спектре.

Как и следовало ожидать, дополнительное уширение ИК-спектральных полос проявляется в тем большей степени, чем больше различаются кристаллохимические радиусы основных и примесных ионов и чем выше концентрация последних. Следует отметить также отчетливо проявляющуюся корреляцию между напряженностью кристаллической решетки, регистрируемой по уширению спектральных полос, и степенью расщепления кристаллических индивидов.

Литература

1. Берлянд Л.В. Функция распределения напряжений и деформаций в кристалле со случайными дефектами. Препринт. Черноголовка, 1988. 16 с.
2. Васильев Е.К., Васильева Н.П. Рентгенографический определитель карбонатов. Новосибирск: Наука, 1980. 143 с.
3. Эренбург Б.Г. Эталонные рентгенограммы индивидуальных карбонатов группы кальцита и доломита // Рентгенография минерального сырья. М.: Госгеолтехиздат, 1962. Вып. 2. С. 94-104.
4. Adams D.M., Tan T.-K. Vibration spectroscopy at high pressures // J. Chem. Soc. Faraday Trans. Part 2. 1981. Vol. 77, N 9. P. 1711-1714.
5. Farmer V.C. The infrared spectra of minerals. . ., 1974. 426 p.
6. Moenke H. Mineralspektren. В.: Akad.-Verl., 1963. 317 p.

МУЗЕИ, ВЫСТАВКИ, КОЛЛЕКЦИИ

УДК 55:069.01(02)

Л. П. Брюшкова

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КОЛЛЕКЦИИ И ИХ МЕСТО В СИСТЕМЕ НАУКИ И КУЛЬТУРЫ

Характерной чертой общественных изменений нашего времени является возрастающее внимание и интерес к музеям и музейному делу - важной составной части национальной и мировой науки и культуры. В настоящее время в подчинении Государственного комитета по высшему и среднему специальному образованию, Академии наук СССР и других ведомств находится большое количество музеев естественнонаучного профиля, которые по сути своей деятельности являются исследовательскими центрами, банками-хранилищами научной информации и просветительскими учреждениями. Особенно значительными фондами располагают геологические музеи (2,2 млн единиц хранения только в Москве и Ленинграде) [1], обладающие не только богатыми коллекциями минералов, горных пород и палеонтологических образцов, но и изделиями из камня, картинами, мемориальными вещами и архивными документами, связанными с историей музеев, а также библиотеками с хорошо подобранными уникальными изданиями.

Эти фонды, сформировавшиеся с XVIII в., сегодня представляют собой обширные собрания, имеющие огромную научную, методическую, историческую, мемориальную, эстетическую и, наконец, материальную ценность.

Геологические музеи страны, такие, как Минералогический, Палеонтологический и Петрографический музеи Академии наук СССР, Государственный Геологический музей им. В.И.Вернадского, Горный музей в Ленинграде, многочисленные геологические музеи ЛГУ, являются самыми старыми музеями России, с которых начиналось музейное дело в нашей стране. И если в XVIII в. они могли соперничать со знаменитыми музеями Европы, то в XIX-XX вв. многие из них заметно отстали от мирового уровня развития музейного дела по разработке музейной концепции, методике и способам хранения и экспонирования материалов, развитию новых форм работы с посетителями, соответствующих требованиям сегодняшнего дня. Несмотря на значительный накопленный потенциал, работа этих музейных учреждений страдает разобщенностью, несогласованностью, отсутствием единой стратегии развития музейного дела, слабой разработкой теоретической базы ведения работ применительно к профилю музеев. Все это привело к тому, что крупнейшие геологические собрания страны не могут полностью использовать свои возможности в деле формирования мировоззрения, нравственного воспитания и национального самосознания советских людей. По сравнению с художественными, мемориальными, краеведческими и другими музеями естественнонаучные музеи оказались обойденными вниманием специалистов-музеевцев, общественности и прессы, что хорошо видно по редким публикациям на эту тему в научных и общественно-политических журналах.

Автор ставит своей задачей определить характерные черты и особенности геологических фондов, показать их многостороннюю значимость, чтобы точнее осмыслить место геологических коллекций в общей системе музеев и полнее раскрыть потенциальные возможности геологических собраний как части научного наследия и национального достояния страны.

Рассматривая геологические образцы как музейные предметы, можно выявить их свойства, общие для музейных предметов всех профилей, и свойства, присущие только геологическим образцам. Одним из общих свойств является множественность информационных граней музейного предмета. Так, например, коллекция природных кристаллов Е.С.Федорова, хранящаяся в музее Сельскохозяйственной академии им. К.А.Тимирязева, может служить объектом чисто эстетического наслаждения видом сверкающих кристаллов или моделью для художника-дизайнера. Она же представляет собой историческое свидетельство эволюции научных поисков Е.С.Федорова, а также играет определенную методическую роль, поскольку служила моделью при разработке системы приборов (гонометров) для измерения кристаллов. Эта же коллекция может рассматриваться как собрание минералов разных видов, образовавшихся в различной геологической и физико-химической обстановке. Можно назвать и другие аспекты возможного изучения этой же коллекции: кристаллографический, химический и т.д.

Объем и глубина информации, которую разные группы посетителей получают от музейных предметов, различны. Так, в Петрографическом музее один и тот же образец карбонатитовой лавы из Африки зрители будут воспринимать по-разному. Для школьников младшего возраста - это кусок недавно застывшей лавы, которая изливалась при вулканическом извержении в районе, близком к знаменитым заповедникам Нгоронгоро и Серингети. Студенты заинтересуются удивительным химическим составом этой лавы, почти полностью совпадающим с составом мела или известняка, являющихся классическими осадочными породами. Для геолога-специалиста карбонатитовая порода - бесспорный указатель на существование на этой территории глубочайших разломов земной коры (рифтов), что влечет за собой закономерный вывод о перспективности данного района на определенные виды полезных ископаемых. Подобных примеров можно найти немало, поскольку они есть в каждом геологическом музее.

Другое свойство, присущее геологическим музейным предметам, - практическая неограниченность процесса их изучения. По мере развития отраслей геологии, появления новых гипотез, постоянного совершенствования методов исследований, непрерывной детализации существующих и создания новых классификаций и номенклатур геологических видов исследователь может неоднократно обращаться к геологическому образцу, получая при этом все новую информацию. Примеры бесконечности использования коллекций многочисленны. Если, например, в начале XIX в. большая группа пород называлась общим термином "граниты", то сегодня в ней выделяется 19 разных видов, имеющих неповторимые характеристики. Показателен пример известных пород под общим названием "лампроиты", изучение которых сейчас происходит как бы заново в связи с обнаруженной связью их с алмазами.

Одно из основных отличий геологических экспонатов (как и всех природных образований) от экспонатов - предметов человеческой культуры заключается в их абсолютной неповторимости. Даже бурное развитие современных технологий в обозримом будущем не оставляет надежды на возможность воспроизведения (получения копий) ни одного из геологических образцов - от красивых минеральных друз до скромных образцов почв. Запасы любых геологических объектов конечны, что подчеркивает особую ценность геологических образцов и необходимость их музеефикации.

Геологические образцы (минералы, горные породы, палеонтологические экспонаты, объекты динамической геологии и др.) - единственное свидетельство и единственный источник информации о геологических процессах, начавшихся на Земле миллиарды лет назад и идущих до наших дней. Геологические образцы представляют собой овестьственный итог геологического события, научный факт, к которому можно неоднократно обращаться при исследовании, получая все новую и новую информацию. Чрезвычайно важно, чтобы по оконча-

нии любых геологических исследований в качестве их результата оставались не только печатные работы, но и та фактура, на основании которой делались научные выводы.

Развитие цивилизации идет сейчас настолько быстрыми темпами, что коренным образом меняется облик территории за короткий срок. Следствием этого процесса является, с одной стороны, невозможность восстанавить утраченные экспонаты, а с другой - музеи приобретают значение уникальных учреждений, хранящих единственную в своем роде и неповторимую информацию, представленную профессионально подобранными коллекциями. Геологические музеи (и только они!) дают возможность проводить корректный научный анализ и сравнение геологических объектов одного вида из разных регионов земного шара. Для обозначения степени первичности и подлинности экземпляра, который служит основанием для сравнения, в палеонтологии существует несколько терминов: "голотип", "неотип", "синтип" и др. Коллекции голотипов известны палеонтологам всего мира как международные эталоны. При ссылке на них в научной публикации указывается место хранения образца и музейный номер. К сожалению, собрания первичных экспонатов, соответствующих понятию "голотип" в палеонтологии, имеются лишь в минералогии (образцы вновь открытых минералов), а петрографические, литологические образцы и объекты динамической геологии не собираются вовсе.

Геологический образец, являясь источником информации для посетителей музея, резко повышает свою потенциальную информативность, если рассматривается не как единичный образец, а в ассоциации с другими аналогичными или родственными предметами. Максимум информации можно получить, объединив коллекции в единую информационную систему, в которой каждый образец прямо или опосредованно связан с любым образцом банка информации (элементом системы). Чрезвычайно перспективным должно стать создание единой системы музейных образцов различных профилей - художественного, технического, исторического, естественного и т.д., что позволит открыть новые информационные грани предметов и рассмотреть нетрадиционные связи между объектами, находящимися на стыках наук. Подобное рассмотрение может дать принципиально новую информацию. Практическое подтверждение высокой ценности коллекционных собраний выражается в том, что на мировом рынке цена подобранной коллекции выше, чем сумма стоимостей отдельных ее образцов.

Геологические образцы имеют значительную материальную ценность. Многие из них - мировую известность. К таким образцам можно отнести глыбу малахита, подаренную Екатериной II Горному музею, хранящиеся там же кристалл берилла рекордной величины (1,5 м), дымчатого кварца (800 кг), ярко-голубого прозрачного флюорита (330 кг), винно-желтого кальцита (297 кг) и глыбу самородной меди (860 кг). Из фондов Минералогического музея им. А.Е.Ферсмана АН СССР широко известны образец самородного серебра, топаз весом 36 кг, друза александрита, голубой топаз, Сихотэ-Алинский метеорит, метеорит Богуславка и др., а из фондов музея земледелия МГУ - кристалл горного хрусталя с включениями рутила. Высокая материальная ценность этих экспонатов определяется либо их материалом (драгоценные и полудрагоценные камни), либо необычными размерами, либо уникальностью происхождения и внешнего вида. В отечественных и зарубежных кругах специалистов-геологов эти образцы известны так же, как знаменитые произведения искусства. Основная часть фондов большинства геологических музеев сформировалась в XIX-начале XX в., когда государством выделялись значительные средства на покупку коллекций за границей и образцы с огромными затратами и большими трудностями доставлялись в музеи России из самых отдаленных и труднодоступных районов мира. В это же время были широко развиты традиции передачи музеям, в том числе безвозмездно, частных коллекций геологических образцов и библиотек, принадлежащих известным ученым. Значительная часть фон-

дов наших музеев собрана на средства русских ученых, царской семьи и купечества. В наше время благородные традиции жертвования практически полностью утеряны.

Многие ценные образцы были утрачены в послевоенные годы. Музейные фонды страдали в первую очередь при всякого рода реорганизациях учреждений, а также из-за несовершенства системы хранения. Печальным примером могут служить погибшие коллекции Геологического музея им. А.П.Карпинского в Ленинграде, Технологического института им. Ленсовета и коллекции МГПИ им. В.И.Ленина [I].

Огромное количество геологических образцов рассеяно по частным коллекциям, по отраслевым, научным и учебным учреждениям. Лишь немногие из них имеют статус музеев. Большинство коллекций существует за счет бескорыстного труда энтузиастов, которые, к счастью, еще есть в научных институтах и вузах. В музеях же, имеющих официальный статус, количество работников явно недостаточно для профессионального ведения музейного дела. Материалы многочисленных научных экспедиций, на которые тратятся огромные средства, после обработки пропадают из-за постоянной нехватки места для хранения. Когда же через какое-то время этот материал оказывается нужным, снова тратятся средства на новые экспедиции.

Эти задачи, стоящие перед геологическими музеями, нельзя решить на уровне одного музея или группы отдельных, не связанных между собой музеев. Главный шаг на пути решения этих проблем - создание рациональной музейной сети, объединяющей музейные учреждения различных научных уровней - исследовательского, учебного и ознакомительного (популярного). Каждый элемент этой системы (отдельное музейное учреждение) должен иметь четко разработанную оригинальную концепцию и ставить перед собой конкретные задачи, что поможет исключить неопределенность и случайность музейных экспозиций и избежать ненужного дублирования.

На современном этапе развития музейного дела, растущей специализации наук и объемов информации самым крупным учреждением музейной сети должен быть не просто музей, а научно-информационный центр, объединяющий музей, библиотеку и архив, так как по своим функциям эти учреждения принципиально схожи как банки-хранилища информации. Современные крупные естественнонаучные музеи представляют собой музейные объединения. Так, Парижский музей естественной истории объединяет собственно Музей естественной истории, Библиотеку, Павильон минералогии, Павильон палеонтологии, Музей Человека в замке Шайо, Зоологический парк и Ботанический сад. К Британскому музею естественной истории, кроме самого музея, относятся также Геологический музей в Южном Кингстоне и Зоологический музей в Тринге [3,8,9].

Видимо, подобный научно-информационный геологический центр (не обязательно территориально единый) должен быть головной организацией, направляющей и координирующей работу всех геологических музеев. Именно такие музейные центры должны стать хранителями эталонных коллекций и коллекций "голотипов", имеющих государственное и международное значение, и иметь права ревизии коллекций других музеев, право контроля над получением экспоната и вывозом экспонатов за границу. Музейные центры могли бы наладить периодическое издание каталогов, которые позволили бы информировать мировую научную общественность о состоянии фондов, вести международный обмен экспонатами, не наносящий ущерб национальному достоянию, и целенаправленно пополнять музейные фонды. Каждый исследователь в нашей стране в этом случае знал бы, где он может получить нужную консультацию, найти интересующий его материал или узнать, что такого материала нет в музеях СССР. Только единый координирующий орган смог бы наладить связь между музеями, несмотря на их ведомственную принадлежность. Связь эта необходима

еще и потому, что в силу исторических причин многие музеи владеют не только однородным материалом, но и частями коллекций, которые оказались разрозненными. Например, коллекции А. Лакруа с о-ва Мадагаскар хранятся в Минералогическом и Петрографическом музеях Академии наук СССР, К. Г. Лаксмана - в Горном музее и Минералогическом музее Академии наук СССР, А. Ципсера - в Петрографическом музее и Геологическом музее им. В. И. Вернадского, и подобных примеров немало.

Одним из важнейших показателей музейной работы является степень использования музейных фондов, и важнейшая задача этого направления работ - взять на учет все геологические коллекции, в том числе крупные частные собрания. Головной музейный центр позволил бы планомерно и рационально проводить переопределение старых образцов, привлекая для этого сотрудников различных учреждений. Музейным центрам должны выделяться средства на покупку необходимого материала (коллекций) в нашей стране и за рубежом. Следует всячески поощрять и рекламировать все случаи передачи экспонатов в музей или средств для их покупки от государственных учреждений и частных лиц.

Наряду с научно-информационными центрами в музейную сеть должны входить учебные музеи вузов и музеи для широких слоев посетителей. Последние в нашей стране практически отсутствуют, за исключением недавно организованного Челябинского геологического музея.

Очень остро в музеях естественнонаучного профиля стоит вопрос о подготовке музейных кадров и повышении их квалификации как музейных работников. Если, по мнению советских музееведов, вопросы теории музейного дела у нас в стране разработаны еще слабо, то в отношении ведомственных геологических музеев это заметно более всего. Практически полностью отсутствуют научные публикации на эту тему в музееведческой литературе, а немногочисленные статьи специалистов-геологов посвящены в основном вопросам истории отдельных музеев. Между тем для правильного и целенаправленного ведения музейной политики и разработки концепций будущих музеев необходимо знать тенденции их развития, ясно понимать место естественноисторических, в том числе геологических, музеев в общей системе национальной и мировой науки и культуры.

Деятельность научных и технических музеев России с самого начала была направлена на обучение и воспитание. Еще в 1716 г., создавая Кунсткамеру, Петр I приказывал водить посетителей, "показывая и изъясняя вещи". В отличие от крупнейших европейских музеев в Кунсткамере не только не брали платы за вход, но и предлагали угощение для привлечения посетителей [7]. Создатели новых музеев ставили главной своей задачей просвещение и воспитание нации. "Не подлежит сомнению, - писал В. К. Делла-Вос по поводу открытия Политехнического музея в 1874 г., - что такого рода учреждения (публичные музеи. - Л. П. Б.), кроме прямого влияния на развитие умственной стороны народонаселения своего района, действуют весьма благотворительно и на возвышение нравственных его качеств, так как эти последние находятся в тесной связи с умственной культурой человека" [2, с. 21]. По словам академика П. И. Степанова, развитие музейного дела вообще тесно связано с общим уровнем культуры страны и является одним из точных ее показателей.

В 20-е годы нашего столетия "наука" и "культура" считались неразрывными, а управляющие научными, культурными и музейными учреждениями отделы были организационно объединены в системах Наркомпроса, а затем Главнауки [6]. Научные (в том числе геологические) музеи были своеобразным связующим звеном в единой системе, объединяющей культурные и чисто научные учреждения. В те годы среди научных публикаций, посвященных музейному делу, в том числе и в журнале "Музей", нередко были статьи крупных ученых

разных специальностей, таких, как С.Ф.Ольденбург, А.Е.Ферсман, П.И.Степанов, А.А.Борисяк и др., которые анализировали положение музейного дела в стране, давали обзоры зарубежных музеев, разрабатывали методику сбора, хранения и использования музейных фондов, т.е. разрабатывали основы музейного дела применительно к академическим, вузовским и другим ведомственным музеям. В 1927 г. непреходящий секретарь Академии наук С.Ф.Ольденбург писал, что "научно правильно поставленный музей никогда не забывает, что он является и учреждением культурно-просветительным, в соответствии с чем он и строит свои экспозиции" [4, с. X]. Спустя два года он скажет, что суть культурной революции "состоит в том, чтобы приблизить науку и культуру к широкому массам, с одной стороны, и приблизить широкие массы к науке и культуре - с другой... Во всей культурной работе надо всегда помнить, что самое важное - научить человека как следует смотреть и слушать... Необходимо всех научить уважать, ценить и охранять то, что сделано природою и не может быть восстановлено, если оно погибнет - памятники природы, и то, что сделано человеком - памятники старины" [5, с. 33].

В конце 20-х-начале 30-х годов ситуация резко изменилась. Сбор, хранение и изучение старинных музейных предметов, старинной живописи и скульптуры, изучение систематических естественнонаучных коллекций были объявлены несоответствующими задачам дня. Работа музейных учреждений была переориентирована на агитационную работу по пропаганде достижений индустриализации и строительства нового общества. Количество музеев в стране резко сократилось. Были закрыты многие музеи-усадьбы, разгромлен музей Академии художеств, снесены многие архитектурные памятники. Невосполнимые утраты понесло в эти годы советское краеведение, заслугой которого было спасение многих культурных ценностей в первые годы революции. Из музейных экспозиций изымались предметы, составляющие гордость фондов, а их место занимали рисунки, схемы, лозунги и т.д. Следствием этих процессов было, по мнению академика Д.С.Лихачева, резкое падение тонуса культурной жизни в стране в 30-50-е годы. В 1929 г. тот же академик С.Ф.Ольденбург писал, что "путем овладения массами наукой и культурой будет усилена индустриализация, возрастает экономическая мощь страны, и это поможет скорейшему построению социализма" [5, с. 15-16]. Культура, образование и нравственное совершенствование рассматриваются им не как цель, а как средство для достижения производственных и технических успехов. Подобные взгляды на культуру и чистую науку как на подсобные средства в механизме индустриального строительства нанесли невосполнимый урон, масштабы которого мы еще не осмыслили до конца.

В 1930 г. управление "Главнаука" ликвидируется, музеи изымаются из ведения "Главнауки" и передаются в Наркомпрос, где восстанавливается музейный отдел. В этом же году Геологический, Минералогический и другие музеи Академии наук СССР были преобразованы в институты. Музейные фонды, таким образом, были спасены, но эта реорганизация на долгие годы отгородила академические учреждения от музейной общественности страны и от разработки вопросов, связанных с музейным делом. Постепенно музейные подразделения растворились в организационных структурах институтов, и на первое место в них встала научная работа по специальной проблематике, часто дублирующей тематику работ соответствующих институтов. Просветительская и нравственно-воспитательные функции научных музеев были ограничены, а разработка вопросов музейного дела прекращена.

Результаты этих событий - умаление или полное забвение того, что геологические фонды страны являются научным наследием и такой же ценной частью национального достояния, как и фонды исторических, художественных и других музеев гуманитарного профиля, и требуют к себе высокопрофессиональ-

ного отношения. С сожалением приходится отмечать, что студенты технических вузов слабо знакомы с историей науки и с понятием преемственности идей и поколений. Категории "наука" и "культура" искусственно разделены, что обуславливает технократический подход к воспитанию, образованию и к национальному прогрессу вообще. В последнее время меняется к лучшему отношение к нашему историческому прошлому и национальной культуре, начаты работы по восстановлению и сохранению исторических и культурных памятников. Однако геологические коллекции еще не обрели достойной значимости как историческое и научное наследие.

Таким образом, одной из задач является восстановление в национальном сознании ценности естественнонаучных собраний, в том числе геологических, как части национального достояния, которые служат базой для развития науки, культурного и нравственного совершенствования нации, воспитания бережного отношения к природе, а также навыков рационального цивилизованного природопользования.

Литература

1. Брюшкова Л.П. К истории крупнейших геологических коллекций Москвы и Ленинграда // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 7. С. 102-113.
2. Делла-Вос В.К. Несколько слов о проекте устройства центральных музеев в России // Изв. имп.ОЛЕАиЭ. 1874. Т. XV. С. 21-24.
3. Елисеенко Н.П., Юпатов Е.П. Научно-исследовательские и культурные учреждения Великобритании. М.: ВИНТИ, 1961. 178 с.
4. Ольденбург С.Ф. Академия наук СССР в 1926 г. Л.: Изд-во АН СССР, 1927. 20 с.
5. Ольденбург С.Ф. Культурная революция и задачи культурных работников. М.;Л.: Изд-во АН СССР, 1929. 72 с.
6. Равикович Д.А. Организация музейного дела в годы восстановления народного хозяйства (1921-1925) // Очерки истории музейного дела в СССР. М., 1968. Вып. 6. С. 97-145.
7. Станюкович Т.В. Кунсткамера Петербургской Академии наук. М.;Л.: Изд-во АН СССР, 1953. 240 с.
8. Степанов П.И. История развития и современное состояние геолого-минералогических музеев Европы и Америки // Природа. 1919. № 10/12. С. 431-456.
9. Чикалов А.М. Научные исследования и научные учреждения во Франции. М.: Наука, 1979. 232 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ МУЗЕЙ ПОД ОТКРЫТЫМ НЕБОМ

Пройти пешком по берегу Днепра и Немана, подняться на Ошмянскую возвышенность, а затем на самую высокую точку Белоруссии - гору Дзержинскую, высота которой 345 м, отдохнуть у самого большого в республике оз.Нарочь - все это можно проделать за неполный час, оказавшись на территории Экспериментальной базы по изучению ледниковых валунов, которая расположена рядом с Институтом геохимии и геофизики АН БССР в микрорайоне "Уручье" г. Минска.

База создана при институте в качестве вспомогательного подразделения. Основное направление ее деятельности заключается в геологическом, петрографическом и минералогическом изучении ледниковых валунов, исследовании закономерностей их распространения, залегания и формирования на территории Белоруссии и сопредельных регионов с целью реконструкции палеогеографии антропогена, центров и направлений движения ледниковых потоков, количеств оледенений, корреляции ледниковых отложений, выявлении и сохранении эталонных и уникальных валунных объектов, разработке рекомендаций рационального использования валунного материала в народном хозяйстве. Вопросы развития базы и реализация научных планов координируются Советом по изучению ледниковых валунов. База в своей работе тесно связана с геологическим музеем, где экспонируются иллюстративные, каменные и другие материалы.

Работа базы включает пропаганду геологических знаний, в том числе и о роли валунов и ледниковых образований в геологическом строении и формировании осадочного чехла и рельефа территории республики, проведение экскурсий-осмотров по натурным экспозициям валунов и геологическому музею института. Она также используется как учебное пособие при подготовке студентов вузов по разделам "Геология антропогена", "Черудные полезные ископаемые Белоруссии" и др.

Экспериментальная база по изучению ледниковых валунов располагается на площади 6,5 га, примыкает на юге к институту и связана с ним пешеходной аллеей. Она включает в себя пять зон.

Первая - "Валунные ассоциации и руководящие валуны краевых ледниковых образований Белоруссии" (рис. 1, 2) - площадью 4,7 га представляет собой холмистую территорию, моделирующую в плане и высотном отношении карту Белоруссии. Хотя высота форм рельефа уменьшена в 100 раз, основные элементы поверхности проявляются достаточно отчетливо. На карте по географическому принципу размещены ассоциации валунов, характерных для каждого геоморфологического района. Размеры многих экспонируемых валунов достигают 6 м³ (около 16 т), в среднем составляют 3-4 м³ (8-10 т). Сеть дорожек имитирует основные реки и позволяет осматривать экспозиции и осуществлять функциональное обслуживание территории. Каменный материал, встречающийся в Белоруссии на поверхности, связан с деятельностью трех последних оледенений. Валуны более древнего из них (днепровского) распространены на юге Белоруссии, среднего (сожского) - в центральной полосе, последнего (поозерского) - на севере. Чтобы отразить эту зональность, на карте цепью небольших валунов выложены границы, до которых распространялись сожский и поозерский ледниковые покровы. Для облегчения ориентировки зрителя на карте в местах расположения областных центров (Минск, Брест, Витебск, Гомель, Гродно, Могилев) планируется установить символы - валуны средних размеров (1-1,5 м), на верхней грани которых будут закреплены их названия. На валунах также намечается выбить цифровые значения географических координат города (ши-

рота и долгота). Два расположенных на карте бассейна олицетворяют оз. Нарочь и Минское море.

Вторая зона - "Питающие провинции" (0,7 га) - характеризует источники поступления материала. Своими очертаниями она имитирует контуры родины валунов. Зона разбита на участки по регионам, откуда поступили эти камни. Те ледниковые потоки, которые добрались от центра оледенения в Фенноскандии до Белоруссии, захватили с собой каменный материал с обширной площади северо-запада Восточно-Европейской платформы. Поэтому в нашем крае оказались горные породы Швеции, Финляндии, дна Балтийского моря, Карелии, Ленинградской и Псковской областей РСФСР, Эстонии, Латвии, Литвы и др. Самые прочные среди камней - кристаллические породы. Они проделали наибольший путь. На территории представлены и такие разновидности валунов, которые встречаются у себя на родине лишь в одном месте и на небольшой площади. Такие горные породы называют руководящими, так как они помогают трассировать пути, которыми двигались ледниковые массы.

Третья зона - "Петрографические коллекции" (0,2 га) - отражает многообразие состава валунов. Среди них встречаются представители трех групп горных пород - магматических, осадочных и метаморфических. Хорошо перенесли транспортировку во льдах более крепкие разновидности. Они вместе с преобладающими у себя на родине породами и составляют большинство валунов. На площадке из магматических пород демонстрируются гранит, диорит, габбро, базальт, порфир, порфирит, из осадочных - песчаник, гравелит, известняк, доломит, из метаморфических - гнейс, кристаллический сланец, кварцит и др. В Белоруссии обнаружены сотни разновидностей горных пород.

Четвертая зона - "Форма валунов" (0,2 га). Экспонаты показывают, что у валунов чрезвычайно разнообразная форма. Она обусловлена и исходными очертаниями глыб в месте первоначального залегания, и их истиранием при переносе во льду, и воздействием талых вод, и условиями последующей жизни на поверхности. Поэтому по очертаниям камня можно многое узнать о его жизни. Встречаются валуны в виде куба, параллелепипеда, пирамиды, эллипсоида, шара. У многих причудливая конфигурация. Чаще других попадаются обломки, похожие на утюг.

Пятая зона - "Камень в жизни человека" (0,7 га). Этот раздел экспозиции посвящен роли, которую играли валуны в материальной культуре и жизни населения Белоруссии. Представлены древние и современные изделия (жернова, зернотерки, кресты XVI в. и др.), глыбы со знаками (вероятно, X-XI вв.), надписями, валуны-следовики и другие экспонаты. Здесь также будет размещена экспозиция "Солнечные часы". Ее планируется создать на валуне с большой плоской гранью, обращенной на юг, в центре камня будет закреплен штырь, а на плоской грани нанесены линии циферблата и цифры часов. Подбор экспонатов для этой зоны осуществляется совместно с сотрудниками Института истории и Института искусствоведения, этнографии и фольклора АН БССР.

Помимо пяти названных зон, составляющих научное содержание базы, ее должны дополнить "Каменный зоопарк", "Аллея легенд о валунах", "Реконструкция языческого капища у валуна", "Аллея памятных дат и в честь выдающихся геологов Белоруссии".

В зоне "Каменный зоопарк" будут поставлены скульптуры ископаемых млекопитающих: мамонта, шерстистого носорога, большерогого оленя и овцебыка. Жизнь многих вымерших животных была тесно связана с эпохами оледенений, когда надвигающиеся ледники, принесшие на нашу землю валуны, в буквальном смысле "пригнали" целые стада арктических животных. Остатки этих млекопитающих известны в Белоруссии из более чем 200 местонахождений. Всего у нас в ископаемом состоянии обнаружено более 70 видов и подвидов животных. Многие из них вымерли, а часть обитает и в настоящее время за пределами

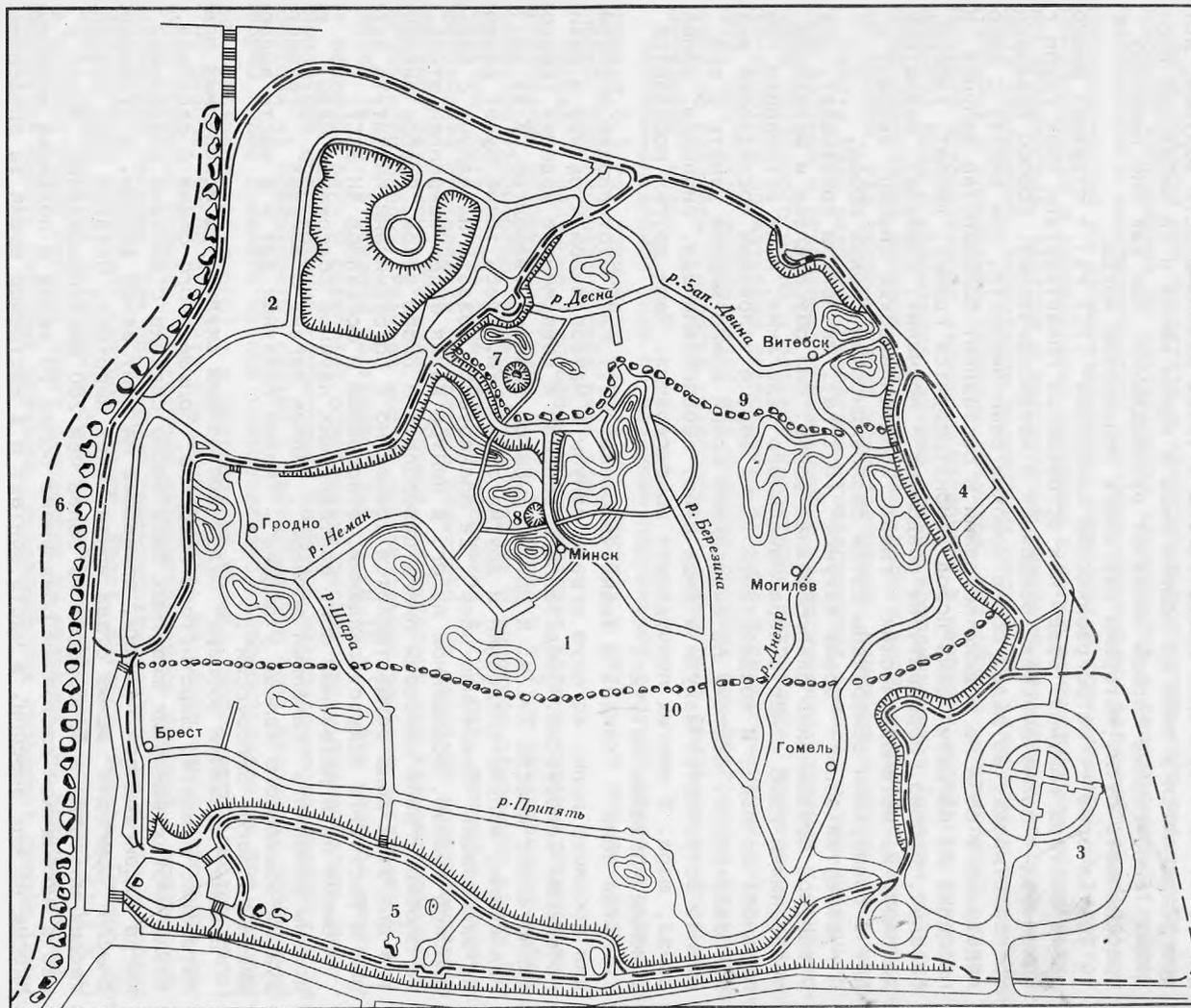


Рис. I. Карта-схема Экспериментальной базы по изучению ледниковых валунов

I - зона "Валунные ассоциации и руководящие валуны краевых ледниковых образований Белоруссии"; 2 - "Питающие провинции"; 3 - "Петрографическая коллекция"; 4 - "Форма валунов"; 5 - "Камень в жизни человека"; 6 - "Аллея легенд о валунах"; 7 - оз. Нарочь; 8 - "Минское море"; 9 - граница поозерского (вюрмского) ледника; 10 - граница сожского (рисского II) ледника



Рис. 2. Фрагмент участка Экспериментальной базы зоны "Валунные ассоциации и руководящие валуны краевых ледниковых образований" (Пригубская равнина)

нашей республики. Кости некоторых из них выставлены для обозрения в краеведческих музеях БССР, но ни один не располагает скелетом ископаемого млекопитающего, не говоря уже о чучелах животных. Установка скульптур поможет представить характерных представителей животного мира последнего миллиона лет, а модели млекопитающих, изготовленные в натуральную величину, явятся первыми подобными изображениями вымерших животных под открытым небом не только в республике, но и в стране.

Кроме скульптурных композиций, обогащающих геологическую тематику базы, на "Аллею легенд о валунах" (она протянулась вдоль западной части базы) будут введены декоративно-художественные элементы, отражающие тему "Камень в духовной жизни белорусского народа". В древние времена в нашем народе был широко распространен культ камней. Считалось, что многие валуны — это окаменевшие люди, животные, строения. Сохранилось много легенд и преданий на эту тему. По согласованию с Институтом искусствоведения, этнографии и фольклора АН БССР, художественно-производственным комбинатом Художественного фонда БССР, Белорусским театральным-художественным институтом выбраны восемь легенд, наиболее характерных для белорусского фольклора, относительно простых в исполнении и сравнительно низкой стоимости изготовления. Скульпторы художественного комбината уже работают по этой теме.

В древней культуре белорусского народа по значимости камень находился в одном ряду с такими считавшимися священными явлениями природы, как

огонь, дерево, вода. По историческим сведениям, в пределах г. Минска на берегу г. Свислочь располагалось языческое капище, в котором с дохристианского времени до начала XX в. поклонялись окрестные жители. Капище представляло собой выложенный деревянными плахами прямоугольный помост (20x30 м). Одна его сторона опиралась на сваи, нависая над водой. С других трех сторон территория ограждалась тыном. На помост можно было войти через два входа. В центре площадки высился огромный дуб, на котором развешивались ручники. Дерево считалось священным и именовалось "Волотом". В стороне от дуба выкладывалось из небольших камней огнище, в котором постоянно поддерживался огонь. Огнище называли "Огнем" или "Жижей". Основным объектом капища был камень - так называемый "Дед" или "Старый". Камень этот красноватый гранит-рапакиви (1 x 1 x 1,25 м, вес около 1,7 т), был принесен с территории Южной Финляндии или Карелии 120-200 тыс лет назад во время сожского оледенения. Рядом с ним в настиле вырубалась дыра, в ней обязательно была вода, которую считали святой. Это священное место называли "Молельня у камня". На капище приносили дары и жертвы: камню - мед, молоко, вино, ручники, дубу - ткани, огню - животных.

Восстановление древнего капища позволит воссоздать уникальный, не имеющий аналогов памятник славянского культового зодчества. Ведь подобных находок в Европе мало - под Новгородом на берегу р. Волхов урочище Перынь, на Украине у р. Збруч, в ГДР на о-ве Рюген и в некоторых других местах.

В ознаменование событий, повлиявших на развитие геологической науки в Белоруссии, предполагается создать из валунов памятную аллею. Для этого вдоль главной пешеходной аллеи, начинающейся у Института геохимии и геофизики АН БССР, планируется установить крупные валуны (размером 5-6 м³) и разместить на каждом из них либо рядом информацию о важнейших событиях (например, образование БССР - 1919 г., ИНБЕЛКУЛЬТа - 1922 г., Института геологии - 1927 г., Белорусской академии наук - 1929 г. и др.), о выдающихся геологах Белоруссии (Н.Ф.Блиодохо, А.Б.Миссуно, Г.Ф.Мирчинке, А.П.Карпинском и др.), а также отметить открытие Старобинского месторождения калийных солей (в 1963 г.), Припятского нефтеносного бассейна (в 1964 г.) и т.п.

Территория Экспериментальной базы по изучению ледниковых валунов оборудована ливневой канализацией поливочным и питьевым водопроводом, осветительной электросетью. Озеленена многолетними травами, кустарником и деревьями. Граница зоны "Карта" подчеркнута посадками низкорастущего кустарника.

Перед главным входом установлен информационный щит "Карта-схема Экспериментальной базы", дающий вводные сведения о расположении зон экспозиций, а непосредственно у каждой экспозиции имеются информационные указатели, разъясняющие местоположение участка и перечень экспонатов.

Учитывая то, что основным экспозиционным объектом Экспериментальной базы являются ледниковые валуны - природные образования в естественном виде, планируется после завершения комплектования перечисленных зон представить Государственному комитету БССР по охране природы обоснование на необходимость объявления территории Экспериментальной базы по изучению ледниковых валунов памятником природы республиканского значения. Этот своеобразный геологический музей под открытым небом будет объектом массового посещения туристами и краеведами, жителями республики.

А.А.Годовиков

ЗАДАЧИ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ И ОРГАНИЗАЦИОННОЙ РАБОТЫ,
СТОЯЩИЕ ПЕРЕД МИНЕРАЛОГИЧЕСКИМ МУЗЕЕМ
ИМ. А.Е.ФЕРСМАНА АН СССР¹

Введение

Минералогический музей им. А.Е.Ферсмана АН СССР является старейшим научным заведением в Академии наук СССР, зарождение которого относится к 1716 г., т.е. оно предшествовало образованию Российской академии наук (1725 г.). Первоначально он был минералогическим отделом Кунсткамеры. В разные периоды он либо выделялся в качестве самостоятельного учреждения, либо сливался с геологическим и палеонтологическим музеями, выступая в качестве единственной исследовательской организации геологического профиля в системе Академии наук. Именно в таком виде он находился в конце XIX-начале XX в., когда являлся минералогическим отделом Геологического музея им. Петра Великого, находившегося под руководством академика Ф.Н.Чернышева. При этом минералогический отдел из-за подавляющей роли в Музее геологов и палеонтологов к началу XX в. оказался в полном пренебрежении. Коллекции были перемешаны, номерки от многих образцов отклеились, а этикетки частично пропали, частично перемешались.

Новую жизнь в это застойное и запущенное собрание вносит сначала В.И. Воробьев - большой знаток и страстный любитель минералов, привлеченный в 1900 г. к работе в Музее Ф.Н.Чернышевым, к сожалению, трагически погибший в трещине ледника на Кавказе в 1906 г. В 1906 г. к руководству минералогическим отделом привлекается В.И.Вернадский, а с января 1907 г. к работе с коллекциями - недавно окончивший Казанский университет большой знаток минералов В.И.Крыжановский². В 1906 г. коллекция насчитывала всего около 6000 образцов, требовавших восстановления, этикетажу, систематизации. Работа В.И.Воробьева, а затем В.И.Вернадского, В.И.Крыжановского, а с 1912 г. и А.Е.Ферсмана, с одной стороны, привела к появлению крупного минералогического музея, фонды которого к 1917 г. уже насчитывали около 29000 образцов, с другой - руководство Музеем (тогда отделом Геологического музея), перешедшее в руки В.И.Вернадского, вызвало резкое оживление исследовательских работ. Это выразилось прежде всего в научной инвентаризации фондов Музея, их систематизации, в формировании специальных коллекций, отражающих уровень минералогических знаний того времени. При Музее создается целый ряд специальных исследовательских кабинетов-лабораторий - оптический, химический, спектроскопический. В это время сотрудники Музея принимают активное участие в первых радиевых экспедициях, организованных В.И.Вернадским, начинаются систематические работы по радиохимии минералов, заложившие основу будущему радиевому институту.

Значительно большее развитие экспедиционные и исследовательские работы получают в Музее с 1919 г., когда его директором становится академик А.Е.Ферсман.

¹ Изложенный материал был обсужден 18 сентября 1987 г. на расширенном заседании Ученого совета Музея и единогласно одобрен.

² В.И.Крыжановский начал работу в Музее еще в 1904 г. под руководством В.И.Воробьева, будучи студентом Горного института. В 1905 г. эта работа была прервана из-за закрытия института.

В 1924 г. Музей получает новое 2-этажное здание по Таможенному переулку. В верхнем его этаже размещается 7 выставочных залов, связанных друг с другом в сплошную анфиладу, общей площадью около 500 м². Эти помещения занимали половину этажа. Во второй половине находились канцелярия, кабинеты директора, старшего хранителя, 3 кабинета научных сотрудников, библиотека и помещения лабораторий – спектроскопической, кристаллографической, оптической, фотолаборатории, оснащенные современным оборудованием. В нижнем этаже размещались камнерезная и столярная мастерские, препараторская, дублетный и запасный фонды, сюда же приходили все новые поступления в Музей, где они обрабатывались и разбирались перед записью в фонды.

Таким образом, в это время Музей был достаточно крупным современным исследовательским учреждением, причем тематика его работ делилась на:

1) собственно музейную и 2) научно-исследовательскую. Последняя по объему затрат и числу занятых людей значительно преобладала. Такая ситуация в ту пору была естественной, поскольку в Академии наук не было других исследовательских учреждений подобного профиля. Развитие указанных работ привело к тому, что в 1930 г. на базе Музея был создан Институт геохимии и минералогии, переименованный в 1932 г. в Ломоносовский институт геохимии, кристаллографии и минералогии (ЛИГЕМ). В 1937 г. он был объединен с Геологическим институтом и Петрографическим институтом им. Ф.Ю.Левинсон-Лессинга в Институт геологических наук (ИГН), в котором минералогический музей был объединен с геологическим и петрографическим музеями в Геологический музей им. А.П.Карпинского, выступавший в виде отдела ИГН. Работы в этом институте шли очень широким фронтом, причем так называемое научно-исследовательское направление в нем резко преобладало над собственно музейным.

В 1943 г. Геологический музей им. А.П.Карпинского выделился из состава ИГН. Однако минералогическое отделение этого музея фактически не обладало лабораторной базой, если не считать двух крошечных лабораторий, да и штат его составлял всего 12 человек, включая и весь обслуживающий персонал. И тем не менее даже в таких условиях продолжалось традиционное деление работы на собственно музейную и научно-исследовательскую, часто развивавшихся независимо друг от друга и противопоставлявшихся друг другу. И это в то время, когда все столь ограниченные силы просто необходимо было концентрировать на собственно музейной работе, тем более что собственно научно-исследовательская работа нашла широкое развитие сначала в ИГН, а затем в образовавшихся выделением из него институтах кристаллографии, геологического, геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии, минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, лаборатории вулканологии, ставшей позже институтом вулканологии, лаборатории гидрогеологических проблем и т.д. Произошла широкая дифференциация геологической науки, она развилась до невиданных прежде масштабов. И в этих новых условиях собственно научно-исследовательская работа в Музее, оторванная от музейных задач, когда десятилетиями отдельные научные сотрудники могли не работать с фондами Музея, практически их не пополнять, занимаясь работами типа "Изучение сереброносности полиметаллических месторождений Приморья" или "Построение разреза верхней мантии Земли в отдельных районах Якутии", дублирующих тематику дифференцированных институтов, является просто анахронизмом. И это ощущается тем сильнее, что перед сравнительно небольшим коллективом Музея стоят огромные и весьма почетные собственно музейные задачи, над решением которых и должны быть сконцентрированы его усилия. Эти задачи включают и массу "черной" работы, подчас затрудняющей подготовку печатной продукции, но научная квалификация музейного работника должна определяться не только, а подчас и не столько печатной продукцией, сколько его конкретными знаниями по минералогии, включающими диаг-

ностику минералов, тонкости их типоморфных и генетических особенностей и т.д., способностью грамотно пополнять фонды, этикетировать и научно их инвентаризовать, использовать для создания тематических выставок, проводить экскурсии, начиная от школьников и кончая специалистами, приходящими в Музей для повышения квалификации. Большие задачи перед коллективом Музея стоят и в связи с увеличением его площади за счет помещений бывшего Палеонтологического музея им. Ю.А. Орлова Палеонтологического института АН СССР, позволяющим расширить исследования и преступить к созданию Музея нового типа, решающего новые и важные для многих отраслей науки и техники задачи, на чем необходимо остановиться подробнее.

Традиционные научно-исследовательские, научно-организационные и пропагандистские задачи Музея

Говоря о традиционных задачах НИР Музея, прежде всего целесообразно привести письмо В.И. Крыжановского, написанное В.И. Вернадскому в 1912 г. в связи с появлением в Музее штатной вакансии старшего научного хранителя. В этом письме В.И. Крыжановский ярко рисует специфику НИР именно музейного профиля. Ниже это письмо приводится полностью.

<<25 июля 1912 г.

Екатеринбург

Глубокоуважаемый Владимир Иванович!

Теперь, когда новые штаты Академии наук стали свершившимся фактом, осенью возникнет вопрос о выборах штатных хранителей нашего Музея, а следовательно, будет обсуждаться и вопрос о выборах меня на должность старшего хранителя. Несомненно также и то, что в Отделении будет поднят вопрос о моих правах на это место и справедливо укажут на отсутствие у меня печатных работ. Однако в этом вопросе есть большое "но". Едва ли можно говорить о значении печатных работ - они есть конечный результат, цель деятельности ученого, по ним он познается. Однако, помимо таких ученых в жизни Музея как отдельной самодевялющей единицы, и для его жизнелюности нужны и другие люди - специалисты другого рода, ученые другой подготовки. Ни Вы сами, никто другой, близко стоящий к Музею, не будете отрицать, что у каждого Музея есть своя собственная большая жизнь, что его внутреннее содержание, как и его внешность, есть результат огромной "черной" работы, тоже ученой работы, тоже требующей, помимо большой любви к делу - музейскому, также большую научную подготовку. Это дело, так сказать, прикладной минералогии. Знание минералов и их специфических особенностей, знание месторождений старинных и новых и не только русских, но и заграничных в связи с генезисом и парагенезисом входящих минералов - разве это не та же кристаллография, минералогия, минералогическая химия? И с этой стороны, я думаю, что у меня есть известная подготовка и что я по праву уже почти шесть лет фактически исполняю обязанности хранителя Минералогического музея. Помимо вышеуказанного знания, что же еще требуется от ученого хранителя? Это, во-первых, умение определить минерал или паяльной трубкой, или гониометром, определением уд. веса etc - с этой стороны я конечно далек от бесспорного совершенства и должен еще много работать¹.

¹ Здесь В.И. Крыжановский очень скромно оценивает свои способности, поскольку он был лучшим диагностом минералов и их месторождений. Этому немало способствовало и то, что он родился и рос в условиях особой любви к камню, так как его отец и старший брат были страстными коллекционерами, чьи превосходные собрания позже дополнили фонды Музея.

О причинах этого я еще скажу ниже, но и ведь не все ученые, имеющие печатные работы, способны и могут взять на себя, я скажу, скромную и трудную обязанность повседневного работника, делающего столь непоказную - неблагородную работу. Во-вторых, хранителю надо вменить в обязанности уметь найти, увидеть (минералогический глаз), разобрать, что интересно, что редко, отпрепарировать, одним словом, "вечной ночью помраченные вещи и деяния выводить на солнечную ясность"... Здесь я нахожу себя уже достаточно подготовленным.

Я хочу указать на некоторые примеры. Так Венский Hofmuseum - большой, полный, несомненно во многих отношениях образцовый Музей, научно поставленный и живой - и этим он обязан, думается во многом, хранителю Dr.Koehlin'у, у которого почти нет печатных трудов, но который является очень знающим минералогом, стоящим в курсе современной научной мысли и уже 26 лет несущий на себе все тяготы хранительства. Пример г-на Купфера в Горном институте тоже во многих отношениях был бы подходящим.

Теперь я еще хотел бы коснуться вопроса, на что ушло столько времени у лица, исполняющего обязанности хранителя? Ведь я уже работаю в Музее с 1904 года, сначала как сотрудник покойного В.И.Воробьева, затем как приглашенный продолживший его работу. Дела в Музее очень много и очень разнообразного: приведение в порядок бесконечно запущенной коллекции Музея и все сопряженные с этим работы; об этом частью говорят ежегодные отчеты Музея. Но надо сказать, что и здесь средства работы Минералогического отделения были ничтожно малы, я был целые годы один; приходилось и приходится самому мыть минералы, их определять, разбираться в старинных этикетках и каталогах и самому же их каталогизировать. Вести всю переписку с иностранными и русскими фирмами по выписке минералов и самому же их укладывать, как и все коллекции, которые получал и отправлял Музей. Все возрастающий рост годовых поступлений Музея требует от хранителя массы времени по разбору поступающего материала и элементарной каталогизации, а отсутствие места¹ заставляет одно и то же несколько раз перекладывать с места на место. Далее, на мне же лежала выдача дубликатов и составление коллекций для целого ряда высших и средних учебных заведений и музеев, обращавшихся в Минералогическое отделение Музея - работа, требующая опять-таки очень много времени, а между тем необходимая, ибо, помимо всего другого, накопление дубликатов и их хранение крайне нежелательно для Музея. Отсутствие до самого последнего 1911-12 года самой элементарной лабораторной обстановки, как-то: платины, стеклянной посуды и приборов, делало, собственно говоря, невозможным какую-то бы ни было научную работу. Если же прибавить, что на мне еще лежали и частью лежат все внешние отношения Музея, как-то: прием посторонних лиц, обращающихся со своими многочисленными нуждами, что берет много времени, так как лиц много, а также переписка с ними; если все это принять во внимание, станет понятным и очевидным, что у хранителя не было ни времени, ни возможности заниматься научной работой.

Вопрос ставится так: или работа для себя, или для Музея, и как исполнявший обязанности хранителя Музея я всегда решал вопрос в пользу Музея. И едва ли можно при этом обвинить меня в том, что я выбирал более легкое и более приятное.

Заканчивая свое письмо к Вам, Владимир Иванович, я хотел бы еще сказать, что, работая в Музее с 1904 года, я отдал ему уже так много времени,

¹ В это время Музей располагал одним залом и одной рабочей комнатой общей площадью 130-140 м².

сил и знаний, что было бы только справедливо признать меня наконец официально старшим хранителем, так как все функции его я по мере сил и разумения исполняю уже 5^I/₂ лет. И если в смысле печатных работ у меня нет марки патентованного ученого, то все же Вы имеете все права выставить в Отделении мою кандидатуру и отстаивать меня на выборах, как бесспорно сведущего, нужного и ценного для Музея работника, каковым я себя и считаю>>^I.

Из сказанного ясно, сколь велики должны быть научная эрудиция, конкретные научные минералогические знания у музейного работника высокого класса, сколь разнообразны и сложны его обязанности. В настоящее время фактически такие же требования сохраняются к сотрудникам высокого уровня большинства минералогических музеев (отделов в других музеях), как правило, крайне малочисленных в кадровом отношении. В нашем Музее ситуация более благоприятна, поскольку обязанности, лежавшие в свое пору на В.И.Крыжановском, часто как на единственном сотруднике Музея, распределены между большим числом сотрудников, в частности некоторые из них легли на плечи директора, ученого секретаря, заведующих сектором комплектации и сектором учета. Однако, в условиях сильно возросшего значения Музея, расширения круга его деятельности и перехода на новые формы учета фондов недостаток в штатах продолжает ощущаться весьма остро.

В то же время знания конкретной минералогии, именно научные, и по возможности наиболее полные, широкие и глубокие, остаются главнейшим требованием к научным и научно-вспомогательным сотрудникам Музея. Без них невозможно выполнение основной задачи Музея - грамотного пополнения фондов, сбор для этого образцов в экспедициях, их формовка и препарирование, оценка научной значимости поступающего материала, его первичный этикетаж.

Эти знания, с одной стороны, пополняются литературными источниками, экспедиционными сборами, их препарированием, с другой - научной обработкой этих сборов, диагностикой и исследованием собранных и фондовых материалов, в том числе с привлечением самых современных методик и аппаратуры; к сожалению, Музей в настоящее время оснащен собственным вспомогательным и исследовательским оборудованием крайне слабо и эти работы, особенно если они требуют дорогостоящего современного оборудования, проводятся в основном по договорам о содружестве с другими, более оснащенными организациями. Результаты этих работ подготавливаются в виде отчетов, в частности по экспедиционным работам, публикуются в различных научных журналах, в том числе и в специальной серии Трудов Музея "Новые данные о минералах".

В своем письме В.И.Крыжановский совершенно не касается некоторых других важнейших сторон научной работы сотрудников Музея - разработки научных основ экспозиций, их воплощения и проведения экскурсий по выставкам Музея, в том числе и с многочисленными группами специалистов по повышению их квалификации, разработки и воплощения экспозиций за пределами Музея.

Разработка научных основ выставки и ее воплощение приравниваются к научной работе даже "Положением о музейном фонде СССР". Это связано с тем, что подготовка экспозиции, отвечающей современному состоянию минералогических знаний в той или иной конкретной области, которой посвящена экспозиция, что является обязательным требованием к ней в Музее, невозможно без глубоких научных знаний по данному вопросу, как теоретических, разрабатываемых автором экспозиции или известных ему по литературе, так и практических, включающих знание соответствующих месторождений, их ассоциаций, необходимых для подбора образцов, оценки их научной и экспозиционной ценности.

^I Архив АН СССР, ф. 518, оп. 3, № 877, л. 14-16.

В разработке и воплощении экспозиций имеется и еще одна важная сторона научного творчества. Дело в том, что никакие теоретические (абстрактные) научные описания, схемы систематизации тех или иных объектов не могут заменить воплощения подобных схем в минералогических образцах. Здесь неминуемы столкновения теории и практики, без которых немислимо научное развитие. Кроме того, разработка экспозиций, их воплощение позволяют обычно по-новому (более остро) оценить фонды Музея, их полноту в конкретных направлениях, научно обосновать пути их комплектации и систематизации.

В качестве примеров могу привести некоторые из случаев, возникавших при подготовке экспозиции по "Химико-структурной систематике минералов". Так, первоначально мною упорно проводилось разделение секторов собственно силикатов и алюмосиликатов в классе силикатов. Это представлялось логичным и вполне удовлетворительно выглядело на бумаге, но сразу же вошло в противоречие с выставкой, поскольку такое разделение секторов привело к разделению химически, структурно и генетически родственных минералов. Наиболее яркий пример такого абсурда – выделение авгита и ряда других пироксенов и роговой обманки вместе с некоторыми другими амфиболами, содержащими ⁽⁴⁾Al, как алюмосиликатов из семейств пироксенов и амфиболов, большинство представителей которых является собственно силикатами.

В конечном счете это привело к объединению алюмосиликатов и собственно силикатов в единый сектор. При этом расположение минералов в пределах этого сектора от нульалюмосиликатов (каркасных алюмосиликатов) до тетрасиликатов (ортосиликатов), принятое в систематике, отвечает постепенному уменьшению роли алюмосиликатов и увеличению роли собственно силикатов, что представляется вполне логичным и естественным.

Другим примером несоответствия теоретических рассуждений реальной минералогической достоверности является место силикатов и алюмосиликатов Li, Be, Ba, Rb и Cs среди других силикатов и алюмосиликатов. Так, логика первоначальных рассуждений приводила к объединению в одну секцию нульалюмосиликатов Li, Na, K, Rb, Cs, Be, Mg, Ca, Sr, Ba. Однако на выставке резко обозначились противоречия, заключающиеся в том, что минералы Li, Be, а также Ba, Rb, Cs резко нарушали естественные связи между такими крупными семействами минералов, как полевые шпаты, фельдшпаты и цеолиты, тесно взаимосвязанные своим химизмом, структурой, генезисом, взаимопереходами. Это подсказало целесообразность выделения минералов указанных элементов в самостоятельные секции (подсекции), что не только сразу же повысило уровень систематики, ее соответствие природным ассоциациям, но и позволило более выпукло понять основные кристаллохимические и геохимические особенности этих элементов.

Поясним сказанное примером с Li. Так, выделение минералов Li в самостоятельную секцию позволило сразу же оценить важность для минералогии и геохимии Li таких его свойств, как: 1) характерность для него $KЧ \leq 6$, тогда как для остальных катионов, входящих в состав рассматриваемых минералов (кроме Be), $KЧ \geq 6$; 2) способность Li-полиэдров (особенно при $KЧ=4$) образовывать совместно с SiO_4 -тетраэдрами смешанные анионные каркасы; 3) способность Li выполнять кристаллохимическую роль, близкую к Al и Mg, вплоть до изоморфных замещений между ними, что несвойственно для Na, K и тем более Rb и Cs. Эти особенности Li отражают более глубокие особенности его как элемента, в частности ответственные за очень низкий кларк Li по сравнению с Na и K, сгорание Li в звездных ядерных котлах. Этим же объясняются специфические условия генезиса силикатов Li, изоструктурных с другими силикатами. В качестве примера можно привести специфику условий образования и свойств холмквистита, сподумена, кукеита, выделяющих их

среди остальных амфиболов, пироксенов и хлоритов соответственно, нет между ними и изоморфизма.

Именно реализация рассматриваемой выставки позволила понять условность границ отдельных таксонов, их диалектические взаимосвязи, что столь необходимо для качественной научной систематики минералов.

В качестве другого примера, поставившего много конкретных научных вопросов и выявившего неполноту фондов Музея в отдельных разделах, можно привести совместную с В.И.Степановым работу по реализации выставки "Формы существования минералов в природе". Здесь, с одной стороны, прежде всего возникла необходимость разработки научной номенклатуры в ряде ключевых направлений онтогении минералов, в которой до сих пор существовала невероятная путаница, с другой - выяснилось, что по многим разделам выставки фонды Музея оказались крайне неполными (очень трудно было найти образцы для демонстрации сфероидолитов, их корок, различных малых минеральных тел и в ряде других случаев).

Сказанное показывает, насколько разработка музейных экспозиций способствует развитию отдельных научных направлений, целенаправленному пополнению фондов.

В связи с этим Музей в рамках своих Трудов начал публикацию специальных материалов по новым и реорганизованным экспозициям, которые в ближайшем будущем предполагается объединять выпусками "Новое в экспозициях Музея". Этой же задаче посвящена и подготавливаемая к изданию серия красочных альбомов под общим заглавием "Шедевры Минералогического музея им. А.Е.Ферсмана АН СССР", на необходимость издания которой обращено внимание Постановлением ОГГГГН АН СССР № 63 от 13 июня 1986 г.

Из сказанного достаточно ясно и то, что только глубокие научные знания минералов, музейных экспозиций, основных проблем минералогии могут обеспечить грамотное проведение экскурсий по Музею, особенно с группами повышения квалификации, которым обычно излагаются новые научные разработки Музея, отражающие последние достижения научной минералогии.

В заключение представляется целесообразным кратко перечислить направления собственно музейной научно-исследовательской работы, которые можно свести к следующим:

1. Выявление и ликвидация пропусков образцов в экспозициях и фондах Музея. Обоснование, разработка планов и проведение экспедиционных работ Музея. Сборы высококачественного коллекционного материала.

2. Оценка научной значимости образцов, направляемых в основной фонд Музея, их подготовка к записи, первичный научный этикетаж.

3. Исследование отдельных минералов и групп минералов из числа новых поступлений и находящихся в фондах Музея.

4. Разработка научных основ музейных экспозиций и их реализация.

5. Разработка методов исследования и диагностики минералов, в том числе экспрессных.

6. Разработка методов хранения и обработки информации о фондах Музея, в том числе с помощью ЭВМ.

По большинству из этих направлений должны готовиться не только отчеты для внутреннего пользования, но и материалы для публикации в различных изданиях, а также в виде монографий и красочных альбомов.

Новые задачи НИР, связанные с расширением функций Музея

Расширение функций Музея до сих пор сдерживалось ограниченностью его площади, практическим отсутствием лабораторий и подсобных помещений, неполнотой фондов, совмещением фондов и экспозиций, находящихся в од-

ном зале. В настоящее время в этом отношении наметились вполне реальные сдвиги, позволяющие рисовать будущее Музея в новом свете, с новыми, в том числе и научно-исследовательскими, задачами. Они связаны, с одной стороны, с введением в строй так называемого вспомогательного помещения во дворе Музея, с другой - с началом ремонтно-восстановительных работ в помещениях практически освобожденных Палеонтологическим музеем им. Ю.А. Орлова (ПМ).

Вспомогательное помещение во дворе Музея приведено в рабочее состояние в 1987 г.: утеплены стены, смонтированы центральное отопление, стеллажи для хранения минералов, вспомогательные устройства. В нем размещены каменезная мастерская, в которой проводятся работы по резке образцов и их полировке, препараторская с вытяжным и сушильным шкафами, керноколом, специальным столом и набором приспособлений для препарирования образцов, комната (около 20 м²) для сотрудников, занятых препарированием, со стеллажами для обрабатываемых образцов, комната для хранения особо ценных приобретенных Музеем образцов (в том числе и собранных в экспедициях) и хранилища материалов временного хранения (примерно на 40 000 образцов), куда поступают экспедиционные сборы и основная масса иных поступления в Музей. Таким образом, в этом здании сосредоточены все предварительные работы с образцами вплоть до их этикетаж и записи в коллекции Музея, которая происходит в главном корпусе. Подготовлена к работе лаборатория рентгено-структурного анализа и электронной микроскопии.

В главном корпусе Музея намечается организация, помимо помещений для записи минералов в фонды, двух специальных экспозиций: 1) драгоценных металлов и драгоценных камней, 2) радиоактивных минералов, размещаемых в специальных помещениях, которые предполагается выделить и оборудовать в малом зале бывшего ПМ. В большом зале ПМ предполагается сделать специальное весьма емкое фондохранилище. Это, с одной стороны, позволит отделить фонды от экспозиций, сделав их доступными для работы в любой день недели, передать их на ответственное хранение, с другой - произвести ревизию и сокращение фондов (с консервацией наименее ценной их части), образование специальной эталонной коллекции природных и синтетических минералов. О последней коллекции и ее значении следует сказать особо, поскольку она будет содержать не обязательно эстетически выигрышные музейные образцы, но образцы, исследованные определенными методами, т.е. эталонные в том или ином отношении. Именно эталонные образцы природных и синтетических минералов в настоящее время крайне необходимы для многих отраслей науки и техники, в том числе интенсивно развивающихся, опирающихся на использование природных или искусственных минералов. Здесь достаточно отметить развитие безотходных технологий переработки минерального сырья, использование монокристаллов синтетических минералов в исследованиях по физике твердого тела и создание на этой основе принципиально новых приборов и устройств (дефлекторов, ГЗУ, ИК-приемников и преобразователей и множества других).

Очень велики потребности в эталонных образцах и при использовании различных современных методов анализа неорганических материалов, прежде всего с применением приборов типа рентгеновских микронзондов.

Отсутствие необходимого эталонного и паспортизированного материала заставляет каждого исследователя начинать свою работу "с начала" - либо с исследования и эталонирования исходных веществ, либо с их синтеза, а порой и выращивания монокристаллов, что в большой мере сдерживает развитие соответствующих работ, или, при небрежном отношении к исходным материалам, их эталонированию и паспортизации - к резкому снижению качества исследований, в том числе и публикаций, задерживает разработку новейших технологий и эффективное внедрение научных разработок в практику.

Работы в указанных направлениях можно значительно интенсифицировать, одновременно существенно повысив их качество, предусмотрев в приоритетных направлениях развития АН СССР раздел: создание фундаментального вещественного банка данных по природным и синтетическим минералам для всех наук, использующих их в своих исследованиях, включая и физику твердого тела, стандартизации данных о природных и синтетических минералах, основанной прежде всего на исследовании их свойств, разработке их номенклатуры и научной систематики.

В этой проблеме Минералогический музей им. А.Е.Ферсмана АН СССР мог бы выступать, с одной стороны, в качестве организации, на базе которой можно создать центр коллективного пользования по диагностике и эталонированию минералов с хранением информации о фондах в памяти ЭВМ, т.е. создать центр, которому нет пока аналога в мире, способный выполнять ведущую роль в решении указанных задач. В дальнейшем в эту работу могли бы включиться и другие музеи Союза.

С другой стороны, Минералогический музей им. А.Е.Ферсмана АН СССР, расширяя существующую коллекцию по синтетическим минералам, мог бы взяться за создание кристаллотеки по неорганическим кристаллам и искусственным соединениям и разработку методов исследования их реальной структуры как основы оценки их качества для конкретного использования в новых областях науки и техники. Наряду с прочим это дало бы возможность проводить независимый контроль качества кристаллов, выращиваемых в различных учреждениях АН СССР, а затем и всей нашей страны, т.е. резко повысить качество научных исследований в минералогии и смежных областях науки, опирающихся на синтетические минералы, используя эти данные, в частности, и в определении приоритетных организаций по развитию методов выращивания определенных кристаллов.

Преимущество создания указанного банка данных в Музее состоит еще и в том, что в нем в настоящее время относительно быстро можно организовать необходимую исследовательскую базу с учетом достижений в эталонировании и паспортизации неорганических кристаллических веществ, опираясь прежде всего на успехи, достигнутые в этом направлении в СО АН СССР (ИГГ, СКТБ монокристаллов и других учреждениях).

Для решения этих задач впервые в истории Музея появилась возможность использовать дополнительную площадь, позволяющую разместить ограниченное число приборов для диагностики минералов и создать фондохранилище. Но для достижения всего этого нужна помощь Отделения, Секции, Президиума АН СССР, хотя и сравнительная небольшая.

Наконец, перемещение фондов в фондохранилище позволит по-новому организовать все экспозиции в выставочном зале. Здесь предусматривается использование специальных многоярусных витрин, что позволит на той же площади выставочного зала увеличить площадь экспозиций почти в 2 раза, т.е. расширить имеющиеся экспозиции и создать множество новых - минералогия осадочных пород, современных океанических осадков, техногенная минералогия и др.

Таким образом, перед Музеем на ближайшее время стоят очень крупные и сложные задачи, требующие для своего решения мобилизации усилий всех его сотрудников. Это, в свою очередь, делает совершенно недопустимым сохранение в Музее тематик, не связанных с указанными задачами, решаемыми в других научно-исследовательских коллективах Академии наук СССР и других ведомств. Наряду с этим необходимо возбудить ходатайство перед ВАКом о разработке новых критериев оценки работы музейных сотрудников, позволяющих присуждать им ученые степени и звания на основании реальных знаний фактического материала, поступающего в фонды Музея, результатов его обработки,

разработки и воплощения музейных экспозиций^I, являющихся, по существу, открытой научной книгой для посетителей Музея. Реализация же выставок должна рассматриваться как внедрение достижений науки в широкие круги специалистов и массы трудящихся.

УДК 549.091

В.О.Поляков

СОЗДАНИЕ БАНКА СОГЛАСОВАННЫХ ДАННЫХ
ПО МИНЕРАЛАМ И ИЗОМОРФНЫМ СЕРИЯМ
НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ КОЛЛЕКЦИЙ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ МУЗЕЕВ

Развитие электронно-вычислительной техники в последние годы сделало принципиально возможной реализацию идеи создания всеобщего банка минералогических данных. Информация о всех минералах, введенная в ЭВМ, может служить базой для различных информационных и информационно-диагностических систем. Работы в этом направлении ведутся во многих научных учреждениях СССР. В большинстве случаев это сбор, систематизация литературных данных и подготовка их для введения в ЭВМ. Между тем подобные банки данных в сокращенном варианте уже реализованы без использования ЭВМ. К такому относятся, например, рентгеновская картотека ASTM, созданная в США, или справочник "Минералы", издаваемый в СССР, и некоторые другие минералогические справочники, претендующие на содержание всей необходимой информации о каждом описываемом минерале. В этих справочниках разные физические и химические характеристики одного минерала, полученные разными авторами в разное время с различного материала, сведены воедино, но не всегда приведены в соответствие между собой. Приведенная ниже схема (см. рисунок), учитывающая только основные связи, показывает, какие физические и химические характеристики одного и того же вещества теоретически должны соответствовать друг другу.

Очевидно, что пространственная группа симметрии минерала должна находиться в соответствии с точечной группой симметрии, ориентировка элементов пространственной и точечной симметрии должна совпадать, рентгеновское отношение осей должно соответствовать морфологическому и дифракционные данные, полученные разными методами (электронография, монокристалльная рентгеновская съемка, микродифракция, порошкограмма) должны находиться в соответствии между собой по межплоскостным расстояниям и интенсивностям одинаковых рефлексов и т.д.

Тем не менее почти для любого минерала, за исключением породообразующих и широко распространенных рудных, обнаруживаются в справочниках многочисленные несоответствия. В справочнике "Минералы", например, встречается несоответствие морфологической и рентгеновской установок (фергусонит), несоответствие морфологического и рентгеновского отношения осей (пирофанит), несоответствие записи пространственной группы принятой установки, не говоря уже о полном наборе характеристик, полученных с одного и того же вещества. В наиболее полной рентгеновской картотеке ASTM

^I Разработка и воплощение музейной экспозиции приравниваются Положением о Музейном фонде Союза ССР № 273 от 26 июля 1965 г., утвержденным Приказом министра культуры, к научной публикации.

известны также проверки соответствия экспериментальной и расчетной плотности минералов, соответствия измеренного и вычисленного углов оптических осей в двусных минералах и некоторых других соответствий. Такие операции в одних случаях обеспечивают взаимный контроль полученных данных, что позволяет свести к минимуму случайные ошибки, а в других если соответствие не устанавливается, служат ключом к получению новой информации. Так, несоответствия могут свидетельствовать о параморфозах, псевдоморфозах, распадах твердых растворов или даже о неправильной расшифровке структуры минерала. Результаты комплексного изучения изоморфных серий минералов, кроме того, позволяют эмпирически наметить тенденции к изменению многочисленных физических характеристик в связи с изменением химического состава и указать пути для теоретического обоснования эмпирически установленных связей. Эти же результаты могут быть использованы для выявления различных типоморфических характеристик минералов.

Банк согласованных минералогических данных, созданный по такому принципу, должен составить основу минералогических справочников следующего поколения, а повторное изучение в дальнейшем этого сохраненного исследованного всесторонне материала будет иметь определенное научно-методологическое значение.

В заключение целесообразно привести одну из схем последовательного применения различных видов анализов, пригодную для изучения кристаллов (размером менее 1 мм) большинства прозрачных минералов.

Изучение кристалла начинается с ориентировки и юстировки кристалла на оптическом гониометре, желательна на гониометрической головке, пригодной для перестановки в монокристалльную рентгеновскую камеру, и производится измерение сферических координат граней кристалла. Затем отъюстированный кристалл вместе с головкой переставляется в камеру РКВ, где снимается рентгенограмма вращения. По рентгенограмме вращения устанавливается один из параметров элементарной ячейки - период идентичности по оси вращения - и головка с кристаллом переставляется в камеру КФОР, где снимаются развертки нескольких слоевых линий и определяются индексы рефлексов, по которым вычисляются недостающие параметры элементарной ячейки. Полученная картина обратной решетки может быть спроектирована на стереографическую проекцию и сопоставлена со стереографической проекцией граней. Далее кристалл переставляется в прибор ППМ, где определяется положение оптической индикатриссы и измеряются показатели преломления. Затем измеряется плотность одним из микрометодов. Для определения химического состава часть кристалла подготавливается для зондового анализа, а другая - измельчается для съемки порошкограммы. Прежде чем индцировать порошкограмму на основе полученных в результате монокристалльной съемки параметров и пространственной группы, целесообразно проиндцировать и рентгенограмму вращения, содержащую практически все рефлексы, имеющиеся на порошкограмме. Далее по индцированной порошкограмме уточняются параметры и проводится проверка всех соответствий.

М.Г.Федотова

НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ РАБОТА В РЕГИОНАЛЬНОМ МУЗЕЕ
(на примере геологического музея
Геологического института Кольского филиала АН СССР)

Геологический музей Геологического института Кольского филиала АН СССР входит в состав Геологического института как внутривидовое подразделение. Официально его сотрудники называются группой геологических и эталонных коллекций и подчиняются непосредственно директору института. В 1930 г. в Хибинской горной станции "Тьетта" наряду с библиотекой, ботаническим садом, различными лабораториями в маленькой комнате был организован музей. Он состоял из двух отделов: минералого-петрографического и почвенно-ботанического. Во время Великой Отечественной войны сотрудники Горной станции были эвакуированы в г. Сыктывкар, имущество и оборудование перевезены туда же, в конце войны здание сгорело и все старые образцы были утрачены. После войны в Кольском филиале АН СССР при Геологическом институте вновь создается музей, но только с переездом Кольского филиала АН СССР в г. Апатиты в 1961 г. музей получил прекрасное светлое помещение площадью 120 м² на верхнем этаже главного здания (ул. Ферсмана, д. 14). Второе помещение (60 м²) в соседнем доме (ул. Ферсмана, д. 16) музей получил в 1980 г., к 50-летию Кольского филиала АН СССР.

Структура музея и краткое описание его коллекций

В настоящее время в музее условно можно выделить четыре отдела [3]: 1) полезных ископаемых, 2) минералогический, 3) петрографический, 4) отдел литологии докембрия (в запасниках). Все отделы взаимно дополняют друг друга и в общем дают полное представление о богатствах Кольского полуострова и комплексной переработке полезных ископаемых. Работа над совершенствованием отделов музея ведется постоянно и систематически.

Кольский полуостров в настоящее время представляет собой крупнейший и своеобразный горнорудный район, в пределах которого сосредоточены крупные месторождения апатита и нефелина, железа и никеля, кобальта и меди, редких металлов, слюды, высокоглиноземистого, керамического, огнеупорного и абразивного сырья, строительных материалов и т.д. Разнообразные руды и минералы этих месторождений представлены более чем 3000 штучек.

Медно-никелевые месторождения охарактеризованы рудами месторождений Печенгского и Аллареченского районов, Монче-тундры и новых перспективных районов. Наиболее полной является экспозиция руд печенгских месторождений. В ней представлены различные типы руд, отличающиеся текстурными особенностями и составом: вкрапленные руды в серпентинитах, брекчиевидные, сплошные сульфидные и прожилково-вкрапленные руды в сланцах (филлитах), а также минералы, слагающие эти руды.

В мончегорской витрине выставлены образцы вкрапленных сплошных жильных руд и уникального рудного габбро-норитового пегматита горы Ниттис.

Витрина Хибинских тундр представлена образцами различных типов апатито-нефелиновых руд - пятнистой, пятнисто-полосчатой, линзовидно-полосчатой, мелкоблоковой, крупноблоковой, сетчатой, тонкополосчатой, а также разновидностями апатита в рудах и пегматитах. Демонстрация коллекций полезных ископаемых сопровождается показом геологических карт, разрезов, блок-диаграмм, характеризующих геологическое строение месторождений. Особенно де-

тально освещено геологическое строение Хибин и хибинских апатито-нефелиновых месторождений.

Большое место в музее отведено Кейвам. В районе Кейв еще в 30-е годы были открыты крупнейшие кианитовые месторождения, а также выявлены месторождения слюды, абразивного граната-альмандина, жильного кварца. Геологическое строение района Кейв показано на крупномасштабной геологической карте.

В кейвской витрине представлены главные морфологические типы кианитовых руд: с тонкопризматическим кианитом, с конкреционными стяжениями и с параморфозами кианита по андалузиту (хиастолиту), а также морфологические разновидности кианита и породы, слагающие свиту кейв. Украшением витрины являются штуфы с голубым кианитом и кристалл граната весом около 10 кг.

Железные руды Кольского полуострова охарактеризованы различными типами руд Ковдорского и Оленегорского месторождений, титано-магнетитовые - образцами из Африканды, Гремяхи-Вырмес и Цагинского массива.

Витрина, посвященная месторождениям слюды, знакомит с разнообразием кольского слюдяного сырья - мусковитом, флогопитом, вермикулитом, с минералогией слюдяных пегматитов. В отдельных витринах представлены руды и минералы редкометальных месторождений.

Экспозиция в помещении на ул. Ферсмана, д. 16 отличается от экспозиции в главном здании тем, что в ней представлены материалы, характеризующие комплексную переработку руд Кольского полуострова, полупродукты и конечные продукты вплоть до чистых металлов или металлоидов. Стенды иллюстрируют добычу и переработку сырья. В ней представлены цветные, поделочные и декоративные камни и породы Кольского полуострова и поделки, сувениры и плитки из них.

К настоящему времени на Кольском полуострове, по нашим данным [5], насчитывается около 900 минеральных видов и разновидностей. Около 500 из них собраны в витринах музея. Можно с уверенностью сказать, что музей Кольского филиала АН СССР располагает наиболее полной коллекцией минералов Кольского полуострова. Систематическая коллекция минералов является самостоятельной темой показа и занимает центральные витрины главного зала. Эта коллекция предназначена для специалистов-минералогов, студентов, изучающих минералогия.

В витринах музея выставлены такие редкие минералы, как мелинофан (впервые найденный в Советском Союзе), виллиомит, танталит (в виде сростка кристаллов весом около 1 кг), железный ильменорутит, аметист, стронцианит, анцилит, ретгерсит. Наиболее полно представлены фосфаты: гетерозит, пурпурит, литиофилит, сиклерит, абукумалит, крадаллит и минералы группы апатита. Кроме апатита щелочных и кислых пород, в музее имеется апатит из сульфидных медно-никелевых руд Аллареченского месторождения. Необходимо отметить превосходные образцы кристаллов и двойников ставролита, кристаллов циркона и граната, экспозицию сфенов, главным образом из Хибинского и Ловозерского щелочных массивов, а также таких редких минералов щелочных пород, как юкспорит, мурманит, ферсманит, ловенит, лапрофиллит, астрофиллит, эвдиалит, нарсарсукит, нептунит, вадеит, бавенит, стенструнин, канасит, чкаловит и др., многие из которых впервые открыты на Кольском полуострове, а некоторые неизвестны за его пределами.

Эффектны образцы зеленовато-голубого штаффелита, сферолиты черного игольчатого эгирина из пегматитов Хибин, кристаллы амазонита, нефелина, образцы радиально-лучистого натролита, плотных зернистых масс фиолетового уссингита. Сведения о некоторых из перечисленных минералов опубликованы в сборниках "Материалы по минералогии Кольского полуострова (Апатиты, 1959-1974. Вып. I-X) и в периодической печати.

В связи с тем что на Кольском полуострове открыто 136 новых минералов [6] и не у всех минералов изучена структура, большинство новых минералов располагается в последней витрине систематической коллекции. Одна витрина посвящена новым минералам, открытым сотрудниками Геологического института. В экспозиции по ул. Ферсмана, д. 16 минералогия Кольского полуострова выставлена по массивам, например минералы Хибинского, Ловозерского массива, и по комплексам пород, например минералы щелочных пород, ультраосновных пород, метаморфических пород, гранитных и других пегматитов.

Исключительное богатство Хибин и всего Кольского полуострова минеральными видами, большое количество редких минералов и таких ассоциаций, которые нигде, кроме Хибинского или Ловозерского массивов, не встречаются, обуславливает большую научную ценность коллекции и привлекает внимание и интерес посетителей к данному разделу.

В геологическом отношении Кольский полуостров является частью Балтийского щита и сложен в основном глубоко метаморфизованными осадочными и магматическими породами архея, имеющими широкое площадное распространение, и более поздними метаморфическими и магматическими образованиями протерозоя и палеозоя.

В петрографическом отделе музея имеются образцы осадочных, метаморфических и магматических пород всех возрастных групп. Особенно широко и полно охарактеризованы магматические породы. Для Хибинского и Ловозерского щелочных массивов представлен каждый слагающий их комплекс, подобраны образцы, позволяющие судить о расчлененности пород, а также о контактовых взаимоотношениях пород различных комплексов.

Подготовлены и находятся в запасниках коллекции пород из Африкандского, Ковдорского, Вуориярвинского, Себлявринского, Салмагорского и других ультраосновных щелочных массивов. Отражены специфика пород каждого массива и парагенетические ассоциации минералов. Несколько витрин в музее посвящены основным и ультраосновным породам Монче-и Федоровой тундр, Печенги, Панских высот и разновозрастным формациям гранитоидов. Комплекс габбро-анортозитов представлен образцами из Кейв, Колвицких тундр, Главного хребта Волчьих и Монче-тундр и других районов. Значительное место в музее отведено демонстрации осадочно-вулканогенных серий: кейвской, имандра-варзугской, колмозеро-вороньинской. Петрографическая коллекция пород расположена в коридоре главного здания.

Обслуживают и организуют всю работу в музее три человека: руководитель группы, кандидат геолого-минералогических наук, инженер-геолог и лаборант. Около 30 лет в музее проработала младший научный сотрудник Тамара Валентиновна Новохатская (теперь на пенсии), 25 лет - кандидат геолого-минералогических наук Маргарита Григорьевна Федотова, 13 лет - инженер Татьяна Мироновна Писарева. Благодаря заботам и вниманию председателей Президиума КФАН СССР Е.К.Козлова и Г.И.Горбунова, директора геологического института И.В.Белькова, большинства научных сотрудников Геологического института музей вырос и продолжает быстро развиваться.

Для того чтобы закончить описание музея, приведем отзыв вице-президента АН СССР А.В.Сидоренко в книге отзывов для посетителей (1980 г.): "Много видел минералогических музеев мира, но из региональных минералогических музеев музей Кольского филиала АН СССР считаю лучшим: высокая культура экспозиции, уникальные образцы, которых не имеют многие музеи мира, глубокая научная обработка материала - вот что делает музей уникальным".

Основной задачей музея является собирательская и экспозиционная работа, изучение и хранение каменных фондов, научно-исследовательская, научно-просветительская работа и пропаганда успехов Геологического института и всего Кольского филиала АН СССР.

Для выполнения перечисленных целей и задач музей:

1. Проводит научно-исследовательскую работу в соответствии с утвержденным планом на каждый год. Публикует материалы по результатам исследований (статьи, каталог эталонной коллекции минералов Кольского полуострова). Нами опубликованы первые описания самородного серебра, ретгерсита, брошантита, антраксолита, "беломорских рогоулек", минералов зоны окисления медно-никелевых месторождений Печенги и минералов гидротермальных жил Кольского полуострова. Сотрудники музея делают научные доклады. В 1987 г. было прочитано 4 доклада: "Полигенное минералообразование в жилах Беломорья", "Геологический музей Геологического института Кольского филиала АН СССР, его структура и учетно-хранительная работа", "Связь гидротермальных жил с мафическими дайками на Мурманском побережье", "Новые материалы и сведения по истории нашего края (о краеведческой работе в музее)";

2. Комплектует фонды музея за счет сборов сотрудников института, специальных экспедиций сотрудников музея, приобретения экспонатов и даров любителей камня и сотрудников других учреждений.

Каждой осенью, в конце полевых работ геологический музей пополняется новыми экспонатами. В 1987 г. он получил новые минералы и первые находки минералов на Кольском полуострове - грумантит (А.П.Хомяков) и барилит (Ю.П.Меньшиков), минералы щелочных (В.Н.Яковенчук, Л.В.Арзамасцева, А.А.Арзамасцев, Е.Г.Балаганская, А.С.Сахаров, А.Н.Кулаков, Н.А.Лебедев, А.С.Подлесный), слюдяных (О.Ф.Мец) и амазонитовых (А.В.Волошин) пегматитов, граниты (А.Н.Виноградов, В.Р.Ветрин), перидотиты (Ю.Л.Войтеховский, В.Ф.Смолюкин), мафические дайки (Ж.А.Федотов) и другие породы. Кроме того, из района Мурманского побережья нами были привезены пирит, барит, голубой кварц, заявочный столб и др.;

3. Проводит научно-техническую обработку коллекций, обеспечивает ее сохранность (учетно-хранительскую работу), создает научно-справочный аппарат (описи коллекций, картотеки, паспорта коллекций и паспорта минералов и т.п.). Все картотеки являются основой оперативно-информационной справочной литературы, опубликованной нами. На основании обработки и систематической работы над коллекцией "Минералы Кольского полуострова" нами подготовлены перечни, кадастры и проспекты, обзорная глава по общей минералогии Кольского полуострова и статья "Топоминералогические провинции Кольского полуострова". Наши картотеки минералов использовались и для научной работы сотрудниками других музеев (А.А.Евсеев, Минералогический музей им. А.Е.Ферсмана АН СССР);

4. Организует использование коллекций в научных, народнохозяйственных и культурно-просветительных целях, создает экспозиции и временные выставки. В этом году музей организовал временную выставку "Полезные ископаемые Кольского полуострова и их комплексная переработка" к приезду Генерального секретаря КПСС М.С.Горбачева в Мурманскую область в г. Мончегорске, обновил постоянную коллекцию "Полезные ископаемые Кольского полуострова". Организована новая экспозиция "Региональные дайковые комплексы Кольского полуострова", обновлена экспозиция "Гранитоиды и древние ксенолиты", к знаменательным датам или к открытиям совещаний, проводимым в Геологическом институте в Апатитах, в 1987 г. выставлялись временные экспозиции:

- а) "Мир камня в живописи, литературе и филателии" - к Дню геолога;
- б) "Эталонная коллекция руд и пород Печенгско-Аллареченского районов" и "Бедные вкрапленные медно-никелевые руды" к Всесоюзному совещанию по медно-никелевым месторождениям;
- в) "Новые поступления руд, пород и минералов в 1987 г." - к 70-летию со дня рождения акад. А.В.Сидоренко.

5. Музей проводит научно-консультационную и научно-просветительскую работу. Наш музей посещают студенты вузов и техникумов, специалисты-геологи, а также преподаватели школ и школьники, изучающие свой родной край. Для учителей географии Мурманской области проводятся школы-семинары, обзорные и тематические лекции, готовятся методические пособия, проводятся уроки по природоведению, а также читаются лекции для лаборантов в рамках подготовки к конкурсу лаборантов Геологического института. Сотрудники музея разрабатывают не менее двух новых лекций и читают не менее 35 лекций в год.

Ежегодно Геологический музей посещают до 5 тыс экскурсантов, для них организуется до 200 экскурсий в год. В музее проводятся занятия геологического кружка школьников и по торжественным дням прием школьников в пионеры, экскурсии для всех участников совещаний, семинаров и конференций, проводимых как в Кольском филиале АН СССР, так и в других учреждениях Мурманской области. Музей принимает посетителей из других стран.

В целях популяризации научных знаний и знаний о полезных ископаемых музей готовит коллекции (до 100 в год) и даже экспозиции. Так, в 1987 г. была подготовлена экспозиция для Мурманского Дворца пионеров, включающая 272 образца.

6. В музее приходится заниматься вопросами краеведения, выступать по Мурманскому радио, телевидению, в печати со статьями и беседами о прошлом Кольского полуострова, о самородном серебре, о жемчуге, о минералах Кольского севера, о названиях минералов, о новых поступлениях в Геологический музей. В последние годы решена одна из загадок самородного серебра о-ва Медвежьего в Белом море, а именно: куда же оно было использовано? В работах М.М.Максимова [1,2] было показано, что рубль Анны Иоановны чеканки 1736 г. является первым опознанным изделием из медвежьеостровского серебра. Нами выяснено, что другим изделием, на которое пошло добытое в период 1732-1742 гг. самородное серебро, был пладеменаж из состава "Первого нового сервиза". Этот "поддон с укрепленными на нем подсвечниками, вазу-чашу, судки для специй и ароматницы или сахарницы для сахарной пудры" начал изготавливать по заказу Анны Иоановны петербургский серебряных дел мастер И.Либман. Закончен сервиз был позднее, так как на нем выгравированы вензеля императрицы Елизаветы Петровны. С образцами самородного серебра с о-ва Медвежьего можно познакомиться в Минералогическом музее им. А.Е.Ферсмана АН СССР и в геологическом музее Геологического института Кольского филиала АН СССР, где оно было детально изучено [4], а с самим пладеменажем можно познакомиться в Государственном Эрмитаже в Ленинграде.

Недавно в фонды музея поступил заявочный столб. Для Кольского полуострова он - одно из свидетельств развития горнорудной промышленности. О наличии заявочного столба на руднике Самуил (побережье Печенгского района) нам было известно с 1964 г., но в последние годы нижняя часть столба сгнила, выжженные буквы стали плохо видны, и, чтобы спасти от полного разрушения, его перевезли в музей. На столбе выжжено:

"ОСРС
ТГПСиО
июля
1913 г."

К сожалению, архивных и других исторических документов об этом руднике не сохранилось. До нас дошли лишь отдельные сведения, которые собирались по крупинкам. Так, известно, что в 1905 г. заявки на отвод рудника Самуил в Печенгском районе были приобретены гвардии поручиком Самуилом Стефановичем и финляндским купцом Эдуардом Остремом. Они организовали Товарищество Горных Предпринимателей и занимались добычей руды. Эти сведения и отражены в аббревиатуре заявочного столба. Известно также, что оно было не единственным акционерным обществом, проводившим работы в районе нахождения свинцово-цинковых жил, но как и другие, разорилось. Вот примерно то, о чем поведал нам неказистый деревянный полусгнивший столб, теперь один из экспонатов музея.

7. Тематическая работа в музее. С 1960 по 1980 г. научные сотрудники музея выполняли тему "Геологическая изученность Кольского полуострова", под их непосредственным руководством и при их участии были выпущены семь выпусков "Геологической изученности СССР. Т. I. Мурманская область" (Л.: Апатиты, 1964-1972). В этот же период М.Г.Федотова выполняла тему, которая в начале была темой диссертационной работы "Гидротермальная свинцово-цинковая минерализация Мурманского побережья", а в дальнейшем - внутриинститутской музейной темой и теперь вылилась в раздел темы "Связь жильной минерализации с мафическими дайками Кольского полуострова".

Обширны связи нашего музея. Его знают и посещают почти все специалисты, работающие на Кольском полуострове. Через ВМО АН СССР осуществляется связь с его отделениями. Наш музей известен и за рубежом. М.Г.Федотова является членом Ученого совета Мурманского краеведческого музея.

Главной проблемой нашего музея является отсутствие единых требований и единой политики в отношении музея. Музей не имеет статуса музея. Музейная работа не считается научной работой. Аттестационная комиссия не знает, как оценивать работу музейных сотрудников. Нарушается режим работы музея. В то же время имеется и много положительных моментов в работе в ведомственном музее. Так, музей может использовать высококвалифицированных специалистов Геологического института, он пополняется после завершения тем коллекциями минералов и пород, детально изученных специалистами. В музей передаются новые минералы, открытые сотрудниками Геологического института. Для чтения лекций и проведения экскурсий привлекаются сотрудники Геологического института - члены общества "Знание". Геологический музей - детище Кольского филиала и пропагандирует его достижения.

Литература

1. Максимов М.М. Русскому серебру 300 лет // Геология руд. месторождений. 1969. № 2. С.103-106.
2. Максимов М.М. Очерк о серебре. М.: Недра, 1981. 207 с.
3. Новохатская Т.В., Федотова М.Г. Геологический музей Кольского филиала им. С.М.Кирова АН СССР // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Наука, 1968. Вып. 6. С. 309-312.
4. Федотова М.Г. Самородное серебро острова Медвежьего в Белом море // Природа и хозяйство Севера. Л., 1976. С. 47-52.
5. Федотова М.Г. Перечень минералов Кольского полуострова. Апатиты, 1987. 42 с.
6. Федотова М.Г., Писарева Т.М. Новые минералы Кольского полуострова. Апатиты, 1984. 60 с.

Н.Л.Фомичева

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФОНДОВ
ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ КАЗАНСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
И ОПЫТ ЕГО НАУЧНОЙ РАБОТЫ

Геолого-минералогический музей Казанского университета основан в 1805 г. Материалы по истории становления музея публиковались неоднократно [2, 4, 6-8 и др.]. Музей Казанского университета, один из старейших музеев естественно-исторического профиля в стране, уникален по подбору экспонатов и в Поволжье не имеет аналогов. В создании и пополнении музея в разные годы его существования принимали участие видные казанские геологи и минералогии: К.Ф.Фукс, Э.И.Эйхвальд, Н.А.Головкинский, А.А.Штукенберг, П.И.Кротов, А.В.Нечаев, Б.П.Кротов, М.Э.Ноинский, В.А.Чердынцев, Л.М.Миропольский, В.А.Полянин, В.М.Винокуров, И.Н.Пеньков, М.Г.Солодухо, В.Г.Халымбаджа и др.

Характерной чертой музея является наличие в его фондах не только отечественных, но и зарубежных коллекций минералов и окаменелостей, что резко отличает его от региональных музеев.

Современный коллекционный фонд музея состоит из трех основных частей: рудно-минералогической и петрографической; геологии местного края, природных богатств ТАССР; палеонтологической части.

Рудно-минералогическая и петрографическая части включают в себя метеориты, заграничную систематическую коллекцию минералов, систематическую коллекцию минералов Урала и Сибири, экспозиционные коллекции по систематике минералов, их физическим свойствам и кристаллизационным дефектам; рудные и нерудные полезные ископаемые, текстуры руд, петрографические коллекции магматических, метаморфических и осадочных пород, коллекции к монографиям и т.д.

Среди коллекций экспозиции большое познавательное значение имеет уникальная подборка кристаллов, характеризующих разнообразие и совершенство природных форм минералов. Привлекают внимание игольчатые кристаллы антимонита из Японии, друзы кубических кристаллов флюорита из Англии; необычно разнообразные по морфологии друзы кальцита из Англии и Венгрии, прозрачные ромбоэдри испандского шпата из Якутской АССР. Гордость музея - кристалл шпинели весом 21 кг из Николае-Максимилиановской копи Урала. Широко представлены штуды малахита Нижнего Тагила, кристаллы прозрачных голубых и золотистых топазов Урала, Забайкалья и Украины. Привлекает внимание ценная коллекция зашлифованных агатов из Бразилии и Западной Германии.

К первым петрографическим поступлениям музея относится коллекция кристаллических пород южной части Миасской дачи Урала, собранная, систематизированная и описанная в 1915 г. Б.П.Кротовым. Коллекция имела немаловажное значение для познания геологии Урала. К этому же периоду относятся коллекции минералов и пород Среднего Урала (А.М.Зайцев), Сибири (А.В.Лаврский, П.Л.Драверт) и др.

В советский период резко возрастает приток рудно-минералогических коллекций. Из монографических коллекций этого периода выделяются железные руды Бакальского месторождения (Л.М.Миропольский), уникальные колчеданные месторождения Алтая (В.А.Полянин, И.Н.Пеньков, В.П.Дмитриев, А.И.Бахтин). В коллекциях музея представлены многие генетические типы рудных месторождений с территории СССР.

Одновременно происходит наращивание коллекций осадочных пород и связан-

ных с ними полезных ископаемых. Это материалы по литологии геологического разреза Южного Урала, третичные отложения Казахстана (сводный геологический разрез); сводный разрез ледниковых отложений Горьковской области; геологический разрез девона Южного Урала (бокситы месторождения "Красная шапочка"); литология юры Якутии; горные породы, каолины и каменные соли Закарпатья; красноцветные отложения силура Тувы; геологический разрез Адлерской площади и др.

Развитие местной и нефтяной промышленности Татарии позволило музею создать два новых отдела: полезных ископаемых ТАССР и геологии местного края. Это коллекции верхнеказанских битуминизированных, серосодержащих доломитов (Л.М.Миропольский); верхнеказанских медесодержащих пород (Л.М.Миропольский, Е.И.Тихвинская, В.А.Полянин, В.Г.Изотов); нижнеказанских и третичных углей (А.П.Блудоров); верхнеюрских пород, содержащих горючие сланцы (В.В.Корчагин), минеральных удобрений, природных красок и строительных материалов (В.А.Полянин, Т.А.Тэфанова, Н.Л.Фомичева).

Особую ценность представляет сводный разрез осадочного чехла и кристаллического фундамента востока Русской плиты. Кафедра полезных ископаемых Казанского университета (доценты Б.С.Ситдииков, В.Г.Изотов и др.) была одной из первых, кем было начато в 50-х годах систематическое изучение кристаллического фундамента востока Русской плиты в связи с развитием нефтяного бурения. У истока этих исследований стояли известные казанские ученые Б.П.Успенский и член-корреспондент АН СССР А.М.Дымкин. Отметим, что на востоке Русской плиты породы кристаллического фундамента залегают на больших глубинах, и интерес к ним особенно возрос в связи с расширением программы глубокого бурения, активно производящегося в настоящее время на территории ТАССР.

Третья часть современных фондов музея - палеонтологическая. Начало сборов палеонтологических коллекций музея относится к 1814 г. Основу систематической коллекции этой части составляют иностранные коллекции, приобретенные за границей в XIX столетии. В них представлены все типы животных, за исключением ископаемых остатков протерозоя. Начало накопления русских палеонтологических коллекций музея было тесно связано с выделением в 60-х годах прошлого столетия самостоятельной кафедры геологии при одновременном создании Казанского общества естествоиспытателей. В 1873 г. кафедру возглавил профессор А.А.Штукенберг, основатель палеонтологической школы Казанского университета, к которой принадлежала в те годы плеяда передовых ученых университета: П.И.Кротов, А.В.Нечаев, М.Э.Янишевский, М.Э.Ноинский, А.Ф.Зайцев, А.В.Лаврский и др.

Основной задачей сборов фактического материала этого времени становится стратиграфическое подразделение систем на базе палеонтологии. Идет интенсивное изучение девонской и каменноугольной фауны Урала, кунгурской фауны Приуралья, пермских рыб Сибири, юрских ихтиозавров Симбирской губернии, млекопитающих и флоры кайнозоя Поволжья. Музей становится коллектором огромного палеонтологического материала с обширной территории востока Русской плиты, Приуралья и Урала. Происходит усиленное накопление коллекционных фондов и главное - создание "золотого фонда" палеонтологических монографических коллекций, составивших основу монографического отдела музея. Это, например, коллекции А.А.Штукенберга по кораллам и мшанкам Урала и Тимана (1895 г.), по фауне позднего карбона Самарской Луки (1905 г.), первая коллекция в России по фауне верхнепермских отложений восточной полосы Европейской России А.В.Нечаева (1894 г.), огромная литолого-фаунистическая коллекция Самарской Луки М.Э.Ноинского (1913 г.) и др.

В наше время в связи с практическими задачами работы палеонтологов казанской школы приобретают биостратиграфическое направление. Исследуются

новые группы фауны, например девонские конодонты востока Русской плиты (В.Г.Халымбаджа, Н.Г.Чернышева).

Музей и в настоящее время постоянно увеличивает число коллекций монографического отдела. Он обладает коллекциями различных групп организмов от девона, карбона, перми до неогена и плейстоцена.

В целом в музее происходит дальнейшее усложнение структуры фондов и расширение географии поступлений. В создании фондов музея постоянно участвуют студенты и геологи, бывшие выпускники Казанского университета. В течение трех десятилетий доставляет в музей минералы, руды и горные породы Якутии заслуженный геолог Якутской АССР А.А.Замараев, выпускник геофака КГУ 1952 г. Минералы редких земель были подарены выпускницей геологического факультета Казанского университета профессором А.М.Даминовой. Коллекция железно-марганцевых конкреций со дна Тихого океана получена музеем из Института океанологии АН СССР благодаря содействию Г.А.Мирлина, выпускника геофака КГУ 1932 г.

Некоторые редкие, экзотические минералы, образцы руд и палеонтологические находки поступают в музей от посетителей, выпускников геологических факультетов других вузов страны. Хорошей традицией первых лет существования музея, требующей возрождения, было присвоение некоторым дарителям за помощь в сборе коллекций звания "корреспондент университета".

Основой научной работы музея являются его фонды, их содержание и нацеленное пополнение. Специфика научной работы музея Казанского университета определяется тем, что музей - учебно-вспомогательное и научное учреждение. Этим обусловлены три основных направления научной работы музея. Первое - это работы, связанные с обеспечением учебного процесса. Сюда входят научные разработки экспозиций (совместно с курирующими кафедрами), использование коллекций музея в научных исследованиях студентов, пропаганда достижений геологических наук и современных методов исследований.

Экспозиции музея максимально приближены к учебному процессу и тесно увязаны с программами учебных курсов. Студенты, совместно с кафедрами и сотрудниками музея участвуют в обработке новых поступлений, осваивают на образцах музея новые методы диагностики минералов и руд. Например, на образцах из коллекций музея изучены спектры поглощения полихромных турмалинов, изготовлены многочисленные шлифы и аншлифы и выполнено их описание. Для многих студентов музей становится первой ступенью в самостоятельной работе с каменным материалом.

Второе направление в научной работе музея связано с научной ревизией фондов, сбором и комплектованием новых поступлений. Значительная часть фондов музея формировалась в течение почти 200 лет, многие коллекции и образцы требуют своей ревизии с использованием современных достижений науки. Например, ведется систематическая работа по уточнению диагностики минералов. При этом широко привлекаются студенты в рамках выполнения курсовых работ и научных исследований, в частности, рентгеноструктурной лабораторией кафедры минералогии под руководством доцента Г.А.Кринари. При активном участии старшего преподавателя кафедры исторической геологии и палеонтологии М.Г.Солодухо сотрудниками музея уточняется синонимика отдельных групп фауны.

Активные научные связи и сотрудничество музея со многими научными учреждениями страны способствуют проведению научных ревизий коллекций музея. Так, например, при составлении Атласа фауны верхнего карбона и нижней перми Самарской Луки [3] одним из авторов атласа, сотрудником ПИН АН СССР А.Д.Григорьевой, была выполнена ревизия коллекции к монографии А.А.Штукенберга "Фауна верхнекаменноугольной толщи Самарской Луки" (1905).

Кроме того, в музей поступила полная дублированная коллекция описанных в атласе форм (брахиоподы из коллекции В.А.Прокофьева и т.д.).

В 1987 г. ведущим научным сотрудником НИИ геологии Саратовского государственного университета М.Г.Минихом выполнена ревизия коллекции пермских рыб сборов А.В.Нечаева и П.И.Кротова. В этом же году сотрудником Горного музея Ленинградского горного института им. Г.В.Плеханова Н.В.Гарутт была исследована коллекция черепов плейстоценовых носорогов. По данным подробной обработки краниологического материала сделан вывод об уникальности этой коллекции нашего музея.

Сотрудники музея традиционно продолжают сбор и пополнение коллекций по кайнозойским отложениям востока Русской плиты, заложенных в своей основе трудами А.А.Штукенберга, М.Э.Ноинского, В.А. Полянина, О.Н.Мальшевой. Работы ведутся в содружестве с кафедрой полезных ископаемых (профессор В.А. Полянин), с лабораторией кайнозоя Башкирского филиала АН СССР (профессор В.Л.Яхимович), с кафедрой оснований и фундаментов Казанского инженерно-строительного института (доцент Е.А.Блудорова), с отделом местного сырья ВНИИГеолнеруда (Л.К.Матвеев).

В 1977-1981 гг. на территории Волго-Уральской области проводились работы по выполнению проекта 73/1/41 "Граница неогена - квартера" Международной программы геологических корреляций, участником которых была Н.Л.Фомичева. Собранные материалы представляют сейчас довольно интересную коллекцию осадков разных генетических типов и фаций плейстоценовых отложений Казанского Поволжья и Прикамья. Совместно с Е.А.Блудоровой создана шлифотека лёссовых пород этого региона; накоплен большой сравнительный материал по терригенным компонентам кайнозойских отложений ТАССР. Собранные материалы послужили основой для публикаций и широко используются в экспозициях геологии местного края [1].

Третье направление современной научной работы музея тесно связано с ролью музея в развитии фундаментальных научных исследований в Казанском университете и в ряде других научных и производственных организациях страны.

На базе коллекций музея, которые тщательным образом собирались в течение многих десятилетий были сделаны выдающиеся научные открытия. Так, в 1945 г. произошло открытие парамагнитного резонанса (академик А.К.Завойский, чл.-корр. АН СССР С.А.Альтшулер и их ученики); они обратили внимание на великолепные по чистоте и совершенству кристаллы из коллекций нашего музея, которые и послужили эталонами для их исследований. Это направление получило дальнейшее развитие на геологическом факультете, в результате чего была создана крупнейшая школа по физике минералов, возглавляемая профессором В.М.Винокуровым. Эти исследования и дальше развиваются на базе минералогических коллекций музея. Образцы неоднократно подбирались для работ проф. В.М.Винокурова, доцента Г.А.Кринари, Н.М.Низамудинова и др. (изучение примесей, исследование дефектных центров, исследования методами рентгеновской дифрактометрии и методом ЯМР); для профессора А.И.Бахтина - оптическая спектроскопия пироксенов, турмалинов, гранатов и т.д.

Кафедрой полезных ископаемых выполнено и опубликовано более 30 научных исследований на образцах музея, получены оригинальные результаты. Так, профессором И.Н.Пеньковым проведены исследования тонкой структуры минералов методом ЯКР (антимониты, франклиниты, шпинели и др.); доцентом В.Г.Изотовым исследуются проблемы структурного и кристаллохимического типоморфизма методом ЯГР и рентгеновской дифрактометрии на примере пироксенов, гранатов, оливинов и различных генетических типов.

Научными учреждениями страны также широко используются минералы, руд-

ные, петрографические и палеонтологические коллекции музея. Это Башкирский филиал АН СССР, ВНИИГеолнеруд (г. Казань), Центральная лаборатория минералогии Узбекистана; ВСЕГЕИ, институты АН СССР (ПИН, ГИН, ЗИН) и др.

Монографические коллекции и уникальные образцы музея широко привлекаются при организации совещаний и симпозиумов. Приведем несколько примеров.

- 1973 г. - оргкомитет расширенного Пленума МСК. К Пленуму была подготовлена выставка образцов из монографических коллекций Нечаева, Штукенберга, Кротова, Фредерикса. Организована работа участников Пленума в монографическом отделе музея.
- 1975 г. - юбилей памяти М.Э.Ноинского. Музей входил в оргкомитет, часть коллекций М.Э.Ноинского была экспонирована.
- 1976 г. - полевой Симпозиум литологической подкомиссии Волго-Уральской четвертичной комиссии при АН СССР (руководители симпозиума - профессор В.А.Полянин, зав. геолого-минералогическим музеем Н.Л.Фомичева). Изучение опорных разрезов плейстоценовых отложений в долинах Волги и Камы в пределах ТАССР. Показ коллекции плейстоценовой фауны, хранящейся в музее.
- 1979 г. - симпозиум по минералогии. Обновление экспозиции отдела минералогии, показ коллекций.
- 1985 г. - совещание по границе карбона и перми. Организация работы сотрудников ПИН, ГИН, АН СССР, ИГИГ СО АН СССР, Севуралгеологии, Политехнического института г. Алма-Ата, ВСЕГЕИ и др. с коллекциями музея.

Проведенный краткий анализ показывает динамику развития фундаментальных научных исследований на геологическом факультете и участие в них музея. Такой активный контакт оказывает большую помощь музею, так как ценность имеющихся коллекций и образцов возрастает, они уже не просто экспозиционные образцы, а эталонированные коллекции.

Первоначальной задачей музея на следующем этапе должна стать современная систематизация музейных материалов, отвечающая требованиям по основным научным направлениям как минералогического, петрографического, так и палеонтологического характера. Это потребует оснащения музея дополнительными площадями и персоналом. Хотелось бы отметить, что обеспечение музея квалифицированными кадрами - задача не простая и требует для своего решения времени, так как оклады и должностной престиж профессии невелики. Из-за нехватки технического персонала сотрудники музея большую часть времени расходуют на черновые работы, не требующие высокой квалификации. В то же время работа в музее требует постоянного повышения знаний, освоения разных и новых направлений геологических наук.

В современных условиях особенно возрастает идейно-политическая роль музеев как коллекторов знаний и труда целой плеяды предшествующих поколений. В этих условиях совершенно необходимо улучшение межмузейной информации, обмена опытом и современными формами работы.

Литература

1. Блудорова Е.А., Фомичева Н.Л. Опорные разрезы кайнозоя Казанского Поволжья. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1985. 161 с.
2. Новодворская И.М. Информация о палеонтологических музеях и коллекциях. Геолого-минералогический музей геологического факультета Казанского ордена Трудового Красного Знамени государственного университета им. В.И.Ульянова-Ленина // Информационные материалы о деятельности

- научного совета по проблеме "Пути и закономерности исторического развития животных и растительных организмов". М.: Наука, 1981. С. 54-56.
3. Муравьев И.С., Григорьева А.Д. и др. Атлас фауны верхнего карбона и нижней перми Самарской Луки. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1986. 188 с.
 4. Располова А.Я. Геологический музей Казанского университета. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1934. 17 с.
 5. Тихвинская Е.И., Гусев А.К., Солодухо М.Г. Палеонтологическая школа Казанского университета. Л.: Наука, 1977.
 6. Тефанова Т.А. Геолого-минералогический музей Казанского государственного университета имени В.И.Ульянова-Ленина за 150 лет // Учен. зап. Казан. ун-та. 1954. Т. 114, кн. 9. С. 125-135.
 7. Чердынцев В.А. Краткий очерк развития геологических знаний в Казанском университете в дореволюционный период 1804-1917 гг. // Там же. С. 93-107.
 8. Штукенберг А.А. Материалы для истории минералогического и геологического кабинетов Казанского университета к 100-летней годовщине университета, 1805-1865. Казань, 1901. 82 с.

УДК 549.0

Б.З.Кантор

ТРАДИЦИИ И ТЕНДЕНЦИИ В НАЗВАНИЯХ МИНЕРАЛОВ

С чего начинается знакомство с минералом? Конечно же, с названия! Но как возникли имена минералов? Кто и когда их придумал?

Минералогии, как правило, любят свое дело, дорожат традициями науки, внимательно изучают ее историю, в сущности, историю самих минералов, из недр Земли перемещенных в сферу деятельности человека. Они стараются найти ответы и на упомянутые вопросы. И очень часто находят их. Имена минералов тогда становятся маленькими эпизодами истории минералогии. Они как бы складываются в документальный кинофильм, и мы узнаем, что в разные времена бытовали о минералах совсем разные представления, а из их многочисленных свойств привлекательны были то одни, то другие. Правда, многие "старые", т.е. давным-давно известные минералы в прошлом меняли свои имена; но некоторые названия благополучно пережили века и тысячелетия и до сих пор остаются в употреблении. Удалось добраться до происхождения и первоначального смысла большинства имен. Отдельные названия остаются неясными; до сих пор, например, идут споры вокруг "кварца": от славянского "твардец" - твердый или от саксонского "кверэц" - секущий рудную жилу? А некоторые имена, видимо, так и останутся тайной - никто уже не сможет сказать, откуда взялись "сера", "берилл", "бирюза"...

Собственно говоря, в древности люди вовсе не подозревали, что дают имя минералу: это понятие еще не было им знакомо, знали просто "камни", нередко относили к ним и искусственные твердые тела, зачастую отличая их друг от друга только по величине, форме обломков и окатышей, случайным узорам поверхности.

Уже в глубокой древности некоторые камни стали систематически собирать или даже специально добывать: это были первые полезные ископаемые. Называли их чаще всего по местам находок: халцедон - по малоазийскому городу Халкедону, алебастр - по городу Алабастрон в Египте и т.д. Эта древняя традиция живет и поныне.

Еще раньше зародилась другая традиция - называть минералы по свойствам и внешним признакам. В древности люди с наивной серьезностью относились ко всем свойствам камней, в том числе к тем, которые мы считали бы случайными или вымышленными. Названия, отразившие случайные признаки, как неведомые нам "астроит" - звездopodobный, "спонгит" - похожий на губку и множество других, "естественным отбором" истории отсеяны и до нас не дошли. Зато прочно утвердились названия, говорившие, например, о яркой и красивой окраске, в древности ценившейся чрезвычайно высоко: "рубин" - красный, "хризолит" - золотистый и др. Необыкновенная твердость некоторых камней также не осталась незамеченной: "алмаз" происходит от греческого слова, означающего "неодолимый". Отдельные названия указывают на практическое употребление камня; так, в Древней Греции "гипсом" называли штукатурный материал, подразумевая и собственно гипс как сырье, и получаемый из него штукатурный обожженный гипс, а также известь.

В глазах человека древнего мира, особенно в странах Востока, камень нередко был носителем сверхъестественной силы. Так, греческое название "аметист" означает "охраняющий от опьянения". Однако крупнейший авторитет древности Плиний Старший категорически объявляет подобное суеверие "пустой болтовней магов", добавляя, что "это они написали не без презрения и насмешки над родом человеческим". Греку и римлянину скорее было свойственно замечать сходство камней с окружающими предметами, что и отразилось во множестве древних названий. И все же удивительным для нас образом реальные знания иной раз уживались с верой в лекарственную силу камней и даже с представлениями поистине фантастическими. Название "пирит" - "огненный" - означало отнюдь не только, как считается в наше время, свойство искрить при ударе: по словам того же Плиния, "пирит при трении обжигает пальцы".

Мистические представления становятся нормой в средневековой Европе. У Марбода Реннского, автора "Лапидария" (П в.), читаем:

"И никому не должно ненадежным и ложным казаться,
Что заключается в геммах чудесно врожденная сила.
Травам великая сила дана, величайшая - геммам"¹

Впрочем, Средневековье не отмечено открытием большого числа минералов, и новых названий в это время появилось немного.

В XVI-XVII столетиях наступил перелом. Под влиянием роста общественного производства в европейских странах происходит подъем горного дела, стимулирующий развитие геолого-минералогических знаний. Открытие новых минералов теперь случается гораздо чаще и преимущественно в производственной обстановке, что естественным образом ведет к заимствованию названий из горняцкого лексикона. Имя минерала прежде всего служит важной практической цели - закреплению его опознавательных признаков. И порой эти образные полуфольклорные имена - подлиннее лексические шедевры! Чего стоит, например, лаконичный старонемецкий синоним арсенопирита "миспикель" - "не любящий кирку"! Ведь и в самом деле "не любит": задетый грубым стальным инструментом, он немедленно реагирует на собственный лад - издает пренеприятный чесночный запах, отчетливо ощущаемый в тесноте низкой штольни.

Появляются начатки рациональной систематики минералов, а с ними первые групповые, собирательные названия. К "блескам" относили минералы с хорошей спайностью или отдельностью, легко распадающиеся на ровные обломки с металлическим блеском. Это были самые важные, рудные минералы: "свинцовый блеск" (по-нынешнему - галенит), "сурьмяный блеск" (антимонит) и др. На них похожи "колчеданы" и "обманки", считавшиеся в общем-то бесполезными. "Шпаты" (по-старонемецки - "раскальваться") - нерудные светлоокрашенные минералы с совершенной спайностью; "шерлы" - всевозможные темные нерудные минералы столбчатого облика. Эти старинные термины изредка употребляются и ныне, а название "шерл" закрепилось за единственным минералом - черным железистым турмалином.

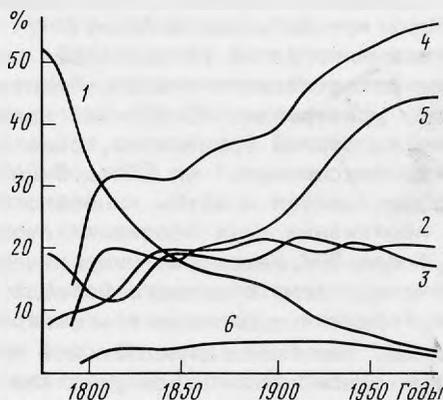
Постепенно минералогия обособляется в отдельную науку, систематически накапливающую данные о минералах. Именование минералов переходит в компетенцию специалистов и делается иногда уже на основании специальных наблюдений, опытов и даже измерений с целью выявить более тонкие свойства. Возникают такие названия, как "тетраэдрит" - имеющий форму тетраэдра, "аксинит" - похожий на топор, "ортоклаз" - прямо раскалывающийся, т.е. с расположением плоскостей спайности под прямым углом.

¹ Минералы в медицине античности и средних веков: Сб. науч. тр. П Моск. мед. ин-та. М., 1985. С. 14.

Вторая половина XVIII столетия ознаменовалась всеобщим увлечением минералогов "методом паяльной трубки". Старинный инструмент ювелиров оказался чрезвычайно эффективным средством изучения минералов. А.Ф.Кронстедт, Т.О.Бергман и К.В.Шееле в Швеции, А.М.Карамышев в России, В.Ф.Кобелль в Германии и др. выполнили огромное число опытов и довели метод до совершенства. Появляется множество названий, запечатлевших "повадки" минералов при нагревании пламенем паяльной трубки: "цеолит" - вскипающий, "апофиллит" - отделяющий листочки, т.е. расслаивающийся, "энстатит" - противостоящий, т.е. не плавящийся. Следует заметить, что даже точнейшие современные мето-

Традиции в названиях минералов

1 - названия по внешним признакам; 2 - по химическому составу; 3 - по месту находки; 4 - персональные (без разделения); 5 - в честь минералогов и первооткрывателей, 6 - в честь коллекционеров и любителей минералов



ды исследования, оказавшие на судьбы минералогии куда большее влияние, не смогли оставить столь заметного следа в минералогической номенклатуре. Хорошее название должно быть образным, а для этого примитивная паяльная трубка в руках искусного минералога давала повод скорее, чем современный микроскоп и рентгеновская установка.

С XVIII в. внимание минералогов все больше привлекают химический состав и химические свойства минералов. Появляются "химические" названия: "ванадинит" - содержащий ванадий, "куприт" - медь, "ангидрит" - не содержащий воды (в отличие от гипса) и т.д. Традиция химических названий оказалась весьма прочной. В середине нашего столетия даже вошло в моду называть минералы по символам химических элементов: "бафертисит" - содержит Ba, Fe, Ti, Si, "кальсилит" - K, Al, Si и др. В свою очередь, химические элементы кальций, бериллий, барий, вольфрам, стронций и ряд других унаследовали имена от минералов.

В 1783 г. голландский офицер Х.Прен привез с Мыса Доброй Надежды образец нового минерала, и знаменитый саксонский минералог А.Г.Вернер, желая отметить его заслуги, дал минералу имя "пренит". Вернер уже был авторитетнейшим ученым, и тем не менее его инициатива была встречена неодобрительно и расценена как "суетность патриарха". Но не прошло и четверти века, как тем же способом были отмечены двое выдающихся людей своего времени - немецкий поэт и натуралист И.-В.Гёте и французский минералог и кристаллограф Р.-Ж.Гаюи. Вскоре "персональные" названия стали традицией. Нередко их давали в честь важных персон, от которых зависели судьбы ученых и науки: царя Александра П ("александрит"), русских министров С.С.Уварова и Е.Ф.Канкрин (бывших также коллекционерами и знатоками минералов) - "уваровит" и "канкринит". Персональными названиями отмечены заслуги многих минералогов и первооткрывателей минералов - "еремеевит", "вернерит", "миллерит", ученых в других областях знания - "биотит", "ломоносовит", "склодовскит", целых научных коллективов - "вимсит", "имгрэит", путешест-

венников - "ливингстонит", летчиков - "чкаловит", космонавтов - "гагаринит", "армстронгит". Имена минералам давались и в честь коллекционеров-любителей: "гейландит", "перовскит", "гиббсит", "йедлинит"...

Фантазии, изобретательности, чувству юмора минералогов обязано своим происхождением множество фигуральных названий. "Апатит" - обманщик - ре-зюмировал долгую историю заблуждений, когда этот минерал принимали за другие; название "эшинит" произошло от греческого слова, означающего "стыд": химики никак не могли справиться с определением его состава. В 1866 г. один из цинковых минералов получил в честь французского минеролога Ж.Адама название "адамин", а сто лет спустя американский минералог П.Мур, открыв марганцевый аналог адамина, нарек его "звейтом": кто же, кроме Евы, мог быть парой Адаму?

Никто и никогда не устанавливал правил наречения минералов: открыватель или автор первого описания минерала волен был дать ему имя по собственному усмотрению. По обычаю, названия составляются из собственных имен или из корней греческого, реже латинского и других языков с добавлением суффиксов -ит, -ин ("подобный"), реже - -лит ("камень"). Коллективные пристрастия и вкусы минералогов со временем менялись. Проследим это на протяжении двух последних столетий (см. рисунок), давших науке открытие более 90% известных ныне минералов.

В начале рассматриваемого периода безраздельно господствовала самая древняя традиция - присваивать минералам названия по внешним признакам (кривая 1). Еще "отец описательной минералогии" А.Г.Вернер, ставший и "крестным отцом" более трех десятков минералов, стремился закрепить в их именах внешний облик, полагая, что это "позволяет нам легко и точно распознавать ископаемые тела ... и располагать их в естественном порядке с помощью твердо установленных названий и определенных внешних признаков". Так, следуя этой чисто практической цели, Вернер назвал (в сущности, классифицировал) семь свинцовых минералов зон окисления по их окраске: "красная свинцовая руда", "зеленая свинцовая руда" и т.д. Но уже следующее поколение минералогов оказалось перед фактом противоречия с данными науки. Для Вернера в конце концов главным было то, что все эти минералы могут служить источниками свинца. Однако когда их стали изучать более детально, то оказалось, что между химическим составом и окраской отнюдь нет однозначного соответствия, и предпочтение было отдано иным критериям. Уже в 1813 г. вместо "коричневой свинцовой руды" был введен фосфат свинца "пироморфит" - "формируемый огнем" (он вновь кристаллизуется после расплавления паяльной трубкой). А "зеленая свинцовая руда" стала всего лишь "митетизитом" - "подражателем": этот минерал (арсенат свинца) подражает пироморфиту и формой кристаллов, и цветом.

Была и другая важная причина того, что древнейшая традиция шла на убыль. Минералы с яркой, бросающейся в глаза внешностью были, естественно, замечены раньше других, и на долю открывателей постепенно оставались лишь мелкие, невзрачные кристаллики, зернышки, микроскопические включения, внешние признаки которых вызывали гораздо меньший интерес, чем другие свойства.

Несмотря на первоначальные сомнения, в минералогической номенклатуре быстро утверждалась и стала лидирующей традиция персональных названий (кривая 4). Преобладают названия в честь минералогов и первооткрывателей (кривая 5); представителями науки это охотно истолковывается как рост самосознания научных кадров. Заслуживает внимания, что каждый тридцатый-сороковой минерал по-прежнему получает имя в честь любителей или коллекционеров (кривая 6): их вклад в науку был и остается заметным и признается. При некоторых колебаниях, выдающих влияние моды, стабильна доля "географических" и химических названий (кривые 2 и 3).

Номенклатура минералов постепенно упорядочивалась. "Перед учеными в области номенклатуры, - отмечал советский минералог А.С.Поваренных, - всегда стояли два основных вопроса: что заслуживает в минеральном мире собственного названия и как это название составить"¹. Большинство старых и неудачных названий вышло из употребления. Но и ныне на 600-800 наиболее известных минералов все еще приходится несколько тысяч имен, и это создает серьезные неудобства в научной работе.

Обилие синонимов следует отнести к издержкам исторического процесса развития минералогии. Прежде минералоги не имели столь точных и надежных средств для определения минералов, как сегодня, и случались ошибки: минерал "открывали" повторно, и даже не один раз. Показательна запутанная история апофиллита, к которой причастны лучшие минералоги своего времени: д'Андрада, Вернер, Гаюи, Брюстер и др. Всего за 60 лет этот минерал "открыли" много раз, всегда принимая за новый и называя то "пластинчатым цеолитом", то "апофиллитом", "ихтиофальмитом" ("рыбьим глазом"), "мозаичным рыбьим глазом", отдельно "рыбьим глазом" в английской и немецкой версиях, "мезотипом притупленным" (одно время была мода на бинарные названия, как в ботанике), "оксхаверитом", "ксилохлором" ... И лишь через годы выяснялось, что всякий раз речь шла об одном и том же.

Не избежали минералоги и соблазна давать имя привлекательным разновидностям - вспомним хотя бы "беломорит" А.Е.Ферсмана! А ведь еще в 1815 г. академик В.М.Севергин предупреждал: "Когда открыли новое тело, то имеем полное право и должны дать ему новое имя. Но когда название заимствуется только от нового образа мыслей, от посторонних обстоятельств, случайным переменам подлежащих, то не могут они не запутать самого дела. Блестать изобретением новых названий в науке есть блеск для изобретателя лестный, но для науки вредный!"²

Особенно большую путаницу вносил неудержимый поток спекулятивных фальшивых названий выбрасываемых на рынок все новых и новых ювелирных материалов. Для камня имя - это почти все, - отмечал известный геммолог Г.Смит. - Привлекательный красный камень, сопутствующий алмазу в Южной Африке, под своим собственным названием "гранат" почти не находил спроса, однако он стал ходким товаром под неправильным названием "капский рубин"³. И по сей день можно встретить "раухтопаз" и "мрамарошский диамант" - на самом деле кварц, "африканский изумруд" - флюорит и т.д. и т.п., не говоря уже о "золотистых топазах", которые и вовсе не являются минералами.

Большую и кропотливую работу по упорядочению номенклатуры минералов возглавляет образованная в 1958 г. Международная минералогическая ассоциация. Лишние синонимы постепенно упраздняются, новые названия получают права гражданства после исчерпывающего подтверждения открытия нового минерала.

Большая работа проделана и в том, как составлять названия. Некоторые минералоги предлагали кардинальную реформу всей сложившейся номенклатуры по единому принципу современной рациональной номенклатуры химических ве-

¹ Поваренных А.С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев: Наук. думка, 1966. С. 78.

² Севергин В.М. Руководство к удобнейшему разумению химических книг иностранных, заключающее в себе химические словари: латинско-российский, французско-российский и немецко-российский, по старинному и новейшему словозначению, составленные трудами статского советника, академика и кавалера Василия Севергина. СПб.: Имп. Акад. Наук, 1815, С.VI.

ществ. По существу, это означало бы переименование большинства минералов. Однако в минералогии, как и в других науках о природе, традиции номенклатуры очень прочны, и роль их отнюдь не пустая. Традиционное название не только ассоциируется с уникальностью минерала как природного феномена, но и одухотворено исторической памятью. Название должно быть по возможности изящным и, во всяком случае, удобопроизносимым. Слов нет, упорядочение номенклатуры требует жертв. Но можно понять, почему предложения заменить "родохрозит" "манганоманферцитом", "бирюзу" "алюмокуалферфосфитом" и т.п. не нашли широкой поддержки.

Рекомендуемая литература

1. Митчелл Р.С. Названия минералов: Что они означают? М.: Мир, 1982. 248 с.
2. Поваренных А.С., Оноприенко В.И. Минералогия: прошлое, настоящее, будущее. Киев: Наук. думка, 1985. 159 с.
3. Степлс С. Наименование минералов // Минералогическая энциклопедия / Под ред. К.Фрея. Л.: Недра, 1985. С. 218-220.
4. Strunz H. Mineralogische Tabellen. 8. Aufl. Leipzig: Akad.-Verl., 1982. 624 S.

СОДЕРЖАНИЕ

Волошин А.В., Субботин В.В., Пахомовский Я.А., Меньшиков Ю.П. Натриевые цирконосиликаты из карбонатитов Вуориярви (Кольский полуостров)	3
Волошин А.В., Пахомовский Я.А., Пушаровский Д.Ю., Надеждина Т.Н., Бахчисарайцев А.Ю., Кобяшев Ю.С. Стронциевый пирохлор: состав и структура	12
Грдовиков А.А., Рипинен О.И., Степанов В.И., Абрамов Д.В. Сферолиты, сферокристаллы, сфероидолиты, ядросферолиты	24
Евсеев А.А. География образцов Минералогического музея им. А.Е.Ферсмана АН СССР	36
Евсеев А.А. Упорядоченность в расположении находок крупных кристаллов	53
Карташов П.М. О Li-содержащем алуштите из Крыма и его положении в группе тосудита	67
Лукьянова В.Т., Королев Ю.М., Попов В.Т., Сингаевский Е.Д., Урманова А.М. Новые данные о волокнистом керите из пегматитов Воляни	83
Паутов Л.А., Белаковский Д.И., Баймагамбетов Б.К. Сульванит: ревизия образцов из фондов музеев и литературных данных, новая находка в Юго-Восточной Киргизии	91
Сахарова М.С., Посухова Т.В., Ряховская С.К. Морфогенетическая характеристика самородного серебра	101

Минералогические заметки

Абрамов Д.В. Эпигенетическая минерализация в икряных рудах Камыш-Бурунской мульды	119
Бритвин С.Н., Бураков Б.Е., Никитин С.А., Богданова А.Н. Молибдоменил $PbSeO_3$ из селенидного проявления в южной Карелии. . .	123
Волошин А.В., Пахомовский Я.А., Бахчисарайцев А.Ю. О карибите и шнайдерхените из пегматитов Восточного Казахстана (первые находки в СССР)	129
Дорфман М.Д., Сивцов А.В., Цепин А.И. Первая находка коронадита в Монголии	135
Дорфман М.Д., Егоров В.Ф. Первая находка нордстрандита в Хибинском щелочном массиве	140
Иншаков С.А., Мочалов П.С., Ласковенков А.Ф., Герасименко В.Я. Распределение минералов тантала в геохимическом признаковом пространстве	143
Капустин Ю.Л. Поллуцит из пегматитов Сангилена	150

Капустин Ю.Л. Редкоземельный пирохлор из агпайтовых пегматитов Хибинского массива	155
Паутов Л.А., Хворов П.В., Игнатенко К.И. Аллеганит из родонитового проявления хр.Иньльчек (первое описание аллеганита из СССР)	162
Спиридонов Э.М. Вакабаяшиллит (As,Sb) ₁₁ S ₁₈ месторождения Хайдаркан (уточненные данные)	166
Спиридонов Э.М. Железистый кобальтин скарнового месторождения меди Ичкеульмес (Северный Казахстан)	171
Субботин В.В., Волошин А.В., Пахомовский Я.А., Меньшиков Ю.П. Фатерит из карбонатитов Вуориярви (Кольский полуостров)	174
Чуканов Н.В., Степанов В.И. ИК-спектральный метод анализа некоторых карбонатов групп кальцита и доломита	181

Музеи, выставки, коллекции

Брюшкова Л.П. Геологические коллекции и их место в системе науки и культуры	187
Винокуров В.Ф. Геологический музей под открытым небом	194
Годовиков А.А. Задачи научно-исследовательской и организационной работы, стоящие перед Минералогическим музеем им. А.Е.Ферсмана АН СССР	199
Поляков В.О. Создание банка согласованных данных по минералам и изоморфным сериям на основе изучения коллекций минералогических музеев	208
Федотова М.Г. Научно-исследовательская работа в региональном музее (на примере геологического музея Геологического института Кольского филиала АН СССР)	211
Фомичева Н.Л. Краткая характеристика фондов геолого-минералогического музея Казанского университета и опыт его научной работы	217

Минералогия для всех

Кантор Б.З. Традиции и тенденции в названиях минералов	223
--	-----

Научное издание

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛАХ

Выпуск 36

*Утверждено к печати
Минералогическим музеем им. А.Е. Ферсмана АН СССР*

Художественный редактор *В.В. Алексеев*

Технический редактор *Л.В. Русская*

Корректор *Л.А. Агеева*

Набор выполнен на компьютерной технике

ИБ № 40127

Подписано к печати 20.10.89. Т – 16047

Формат 70 × 100^{1/16}. Бумага офсетная № 1

Печать офсетная. Усл. печ. л. 18,9 + 0,5 вкл.

Усл. кр.-отт. 19,7. Уч.-изд. л. 19,5. Тираж 800 экз.

Тип. зак. 2092. Цена 4 руб.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"

117864 ГСП-7, Москва В-485

Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"

199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовятся к печати следующие книги:

**Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я.
Каталог включений глубинных пород и минералов
в базальтах Монголии.**

10 л. 2 р.

Справочник является первой сводкой распространенности и характеристик включений глубинных пород и минералов, выносимых на поверхность кайнозойскими щелочными базальтоидами Монголии. Приводится описание включений и вмещающих их базальтов.

Для геологов, петрографов, геохимиков и вулканологов.

Проблемы генетической и прикладной минералогии.

20 л. 4 р. 40 к.

В сборнике рассматриваются проблемы типоморфизма, процессы образования и изменения минералов пегматитовых, карбонатитовых, гидротермально-метасоматических и других типов месторождений, вопросы поисковой и технологической минералогии, а также минералогии новых видов минерального сырья, большой вклад в развитие которых внес А.И. Гинзбург и его школа.

Для минералогов, геохимиков и геологов.

*Адреса книготорговых предприятий "Академкнига"
с указанием магазинов и отделов "Книга-почтой"*

Магазины "Книга-почтой":

252107 Киев, ул. Татарская, 6.

197345 Ленинград, ул. Петрозаводская, 7.

117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2.

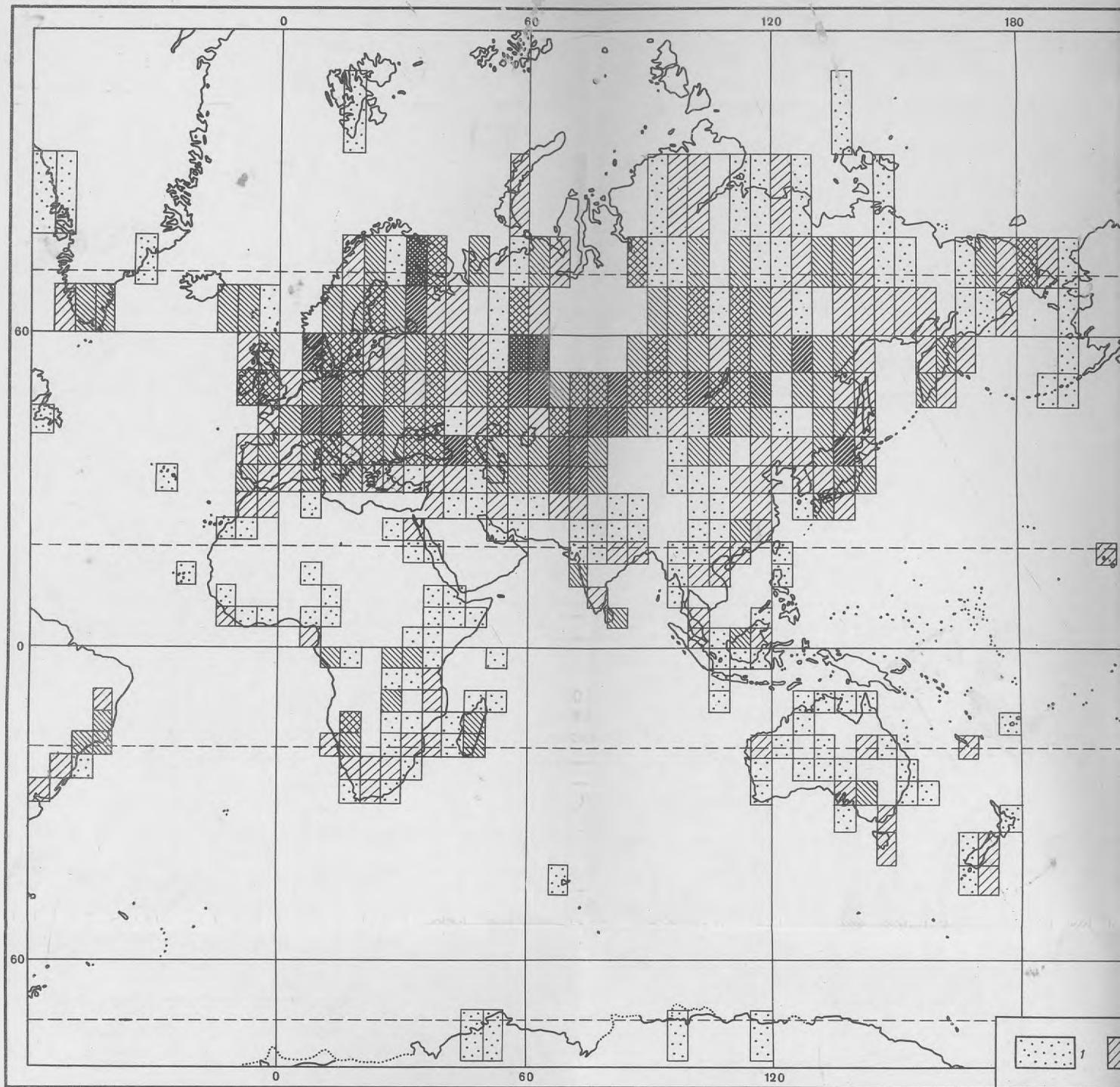
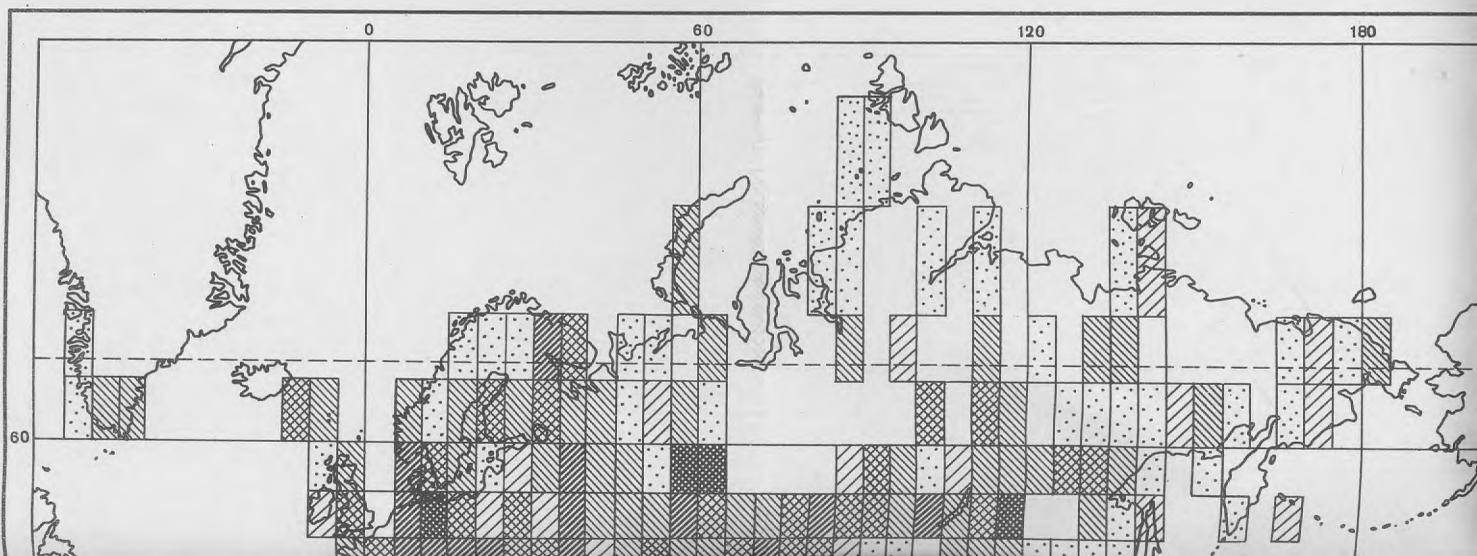
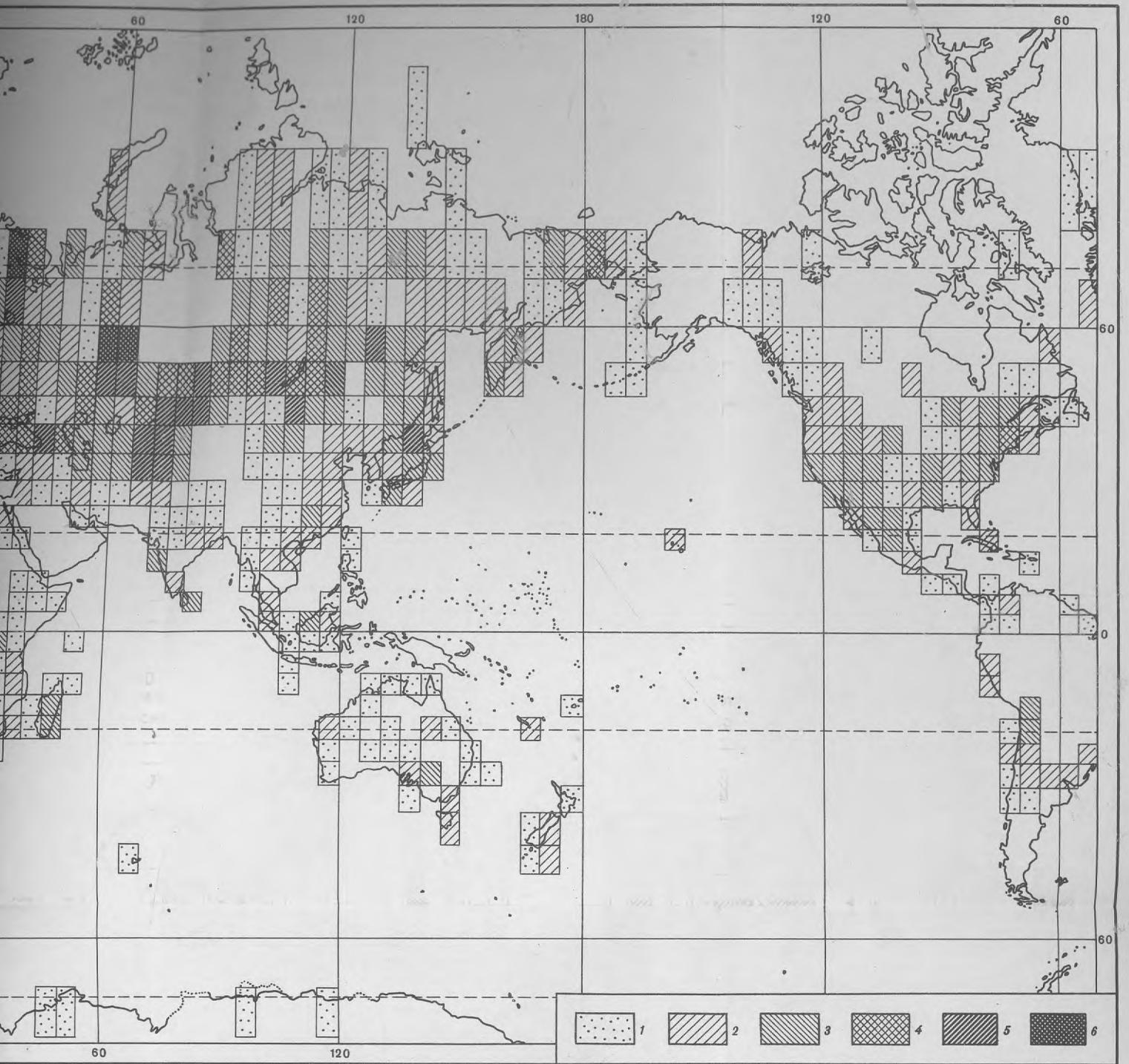
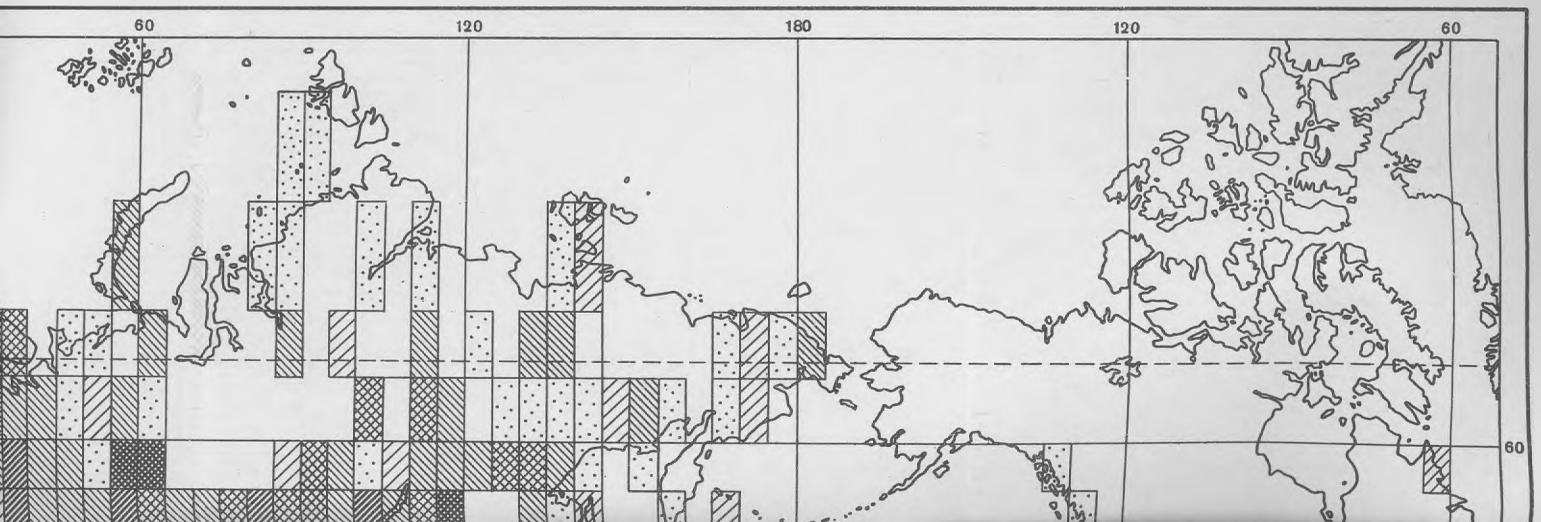


Рис. 1. Распределение образцов систематической коллекции Минералогического музея АН СССР (845).
 Подсчет здесь и далее производился по площадям, ограниченным градусной сеткой с ячейкой $5 \times 5^\circ$.
 1 - >1; 2 - >10; 3 - >50; 4 - >250; 5 - >1000; 6 - >4000





в систематической коллекции Минералогического музея АН СССР (84540 обр. на 16.10.1986 г.)
 водился по площадям, ограниченным градусной сеткой с ячейкой 5x5°. Количество образцов в ячейке:
 >250; 5 - >1000; 6 - >4000



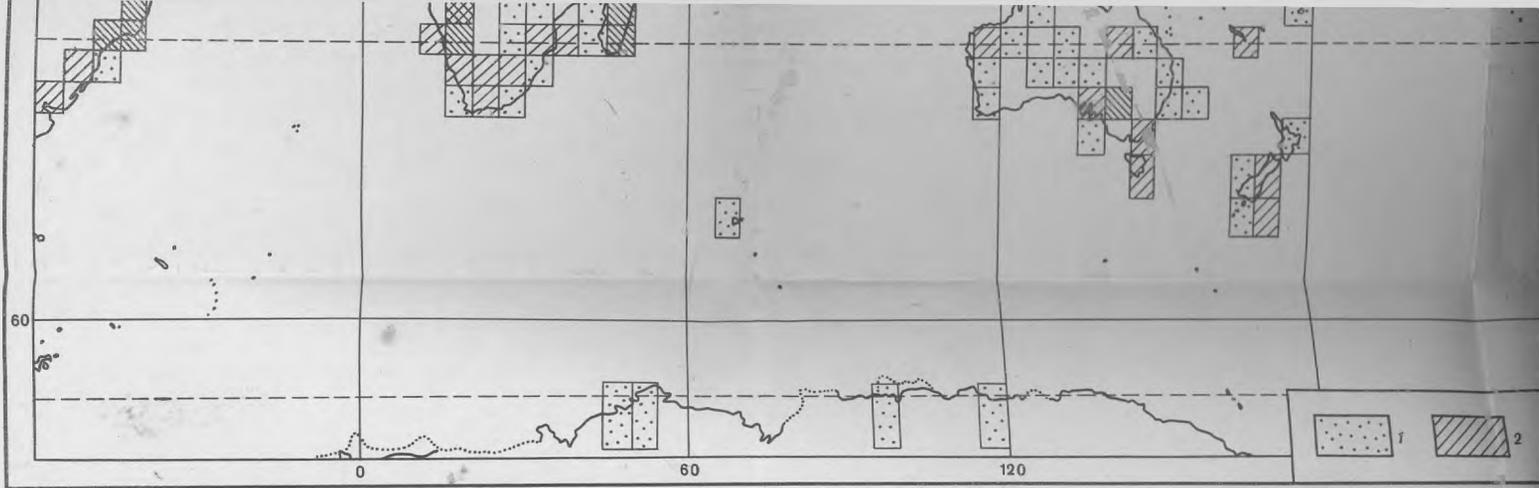


Рис. 1. Распределение образцов систематической коллекции Минералогического музея АН СССР (84540 обр.). Подсчет здесь и далее производился по площадям, ограниченным градусной сеткой с ячейкой $5 \times 5^\circ$. Колич. 1 - >1; 2 - >10; 3 - >50; 4 - >250; 5 - >1000; 6 - >4000

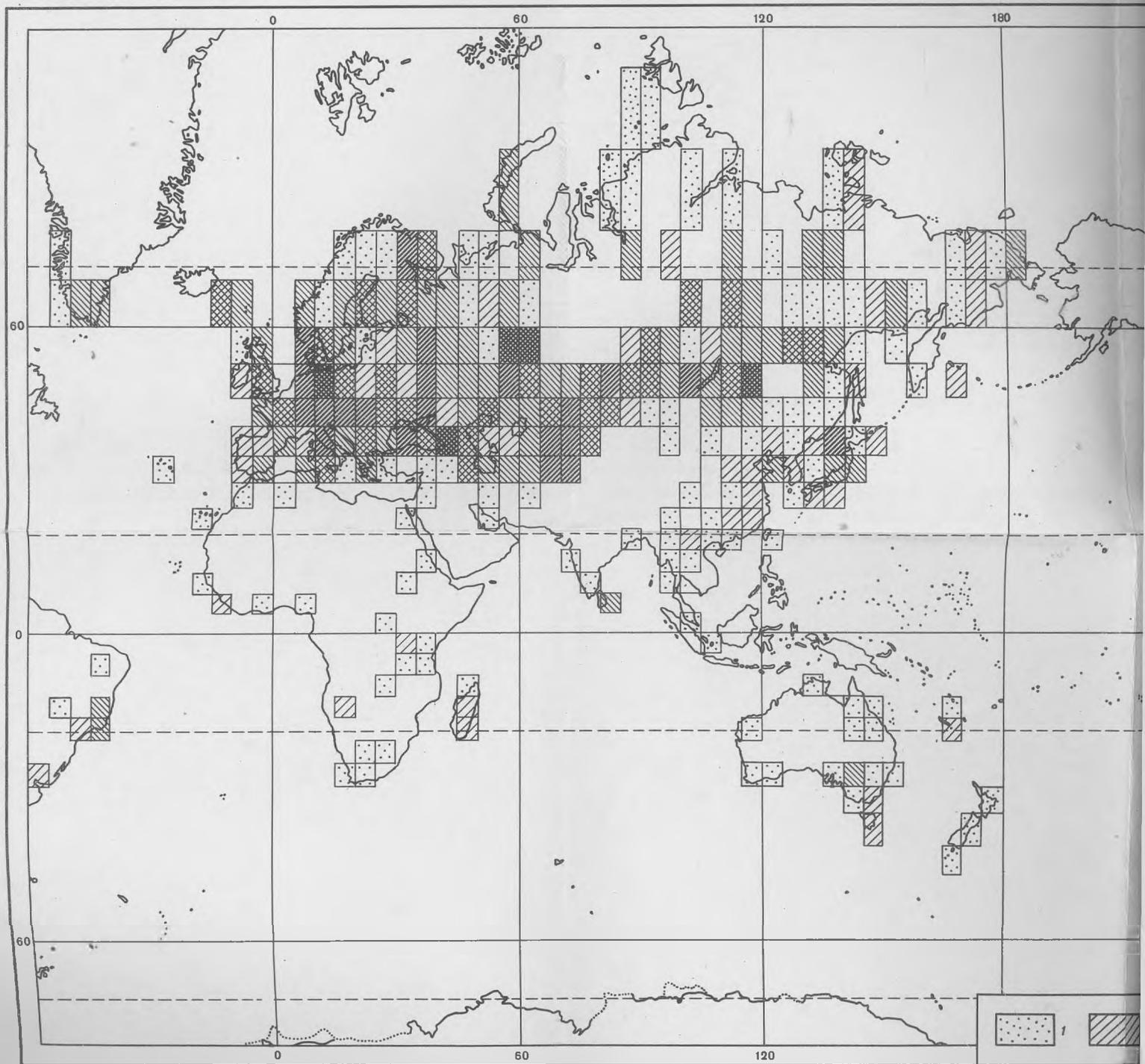
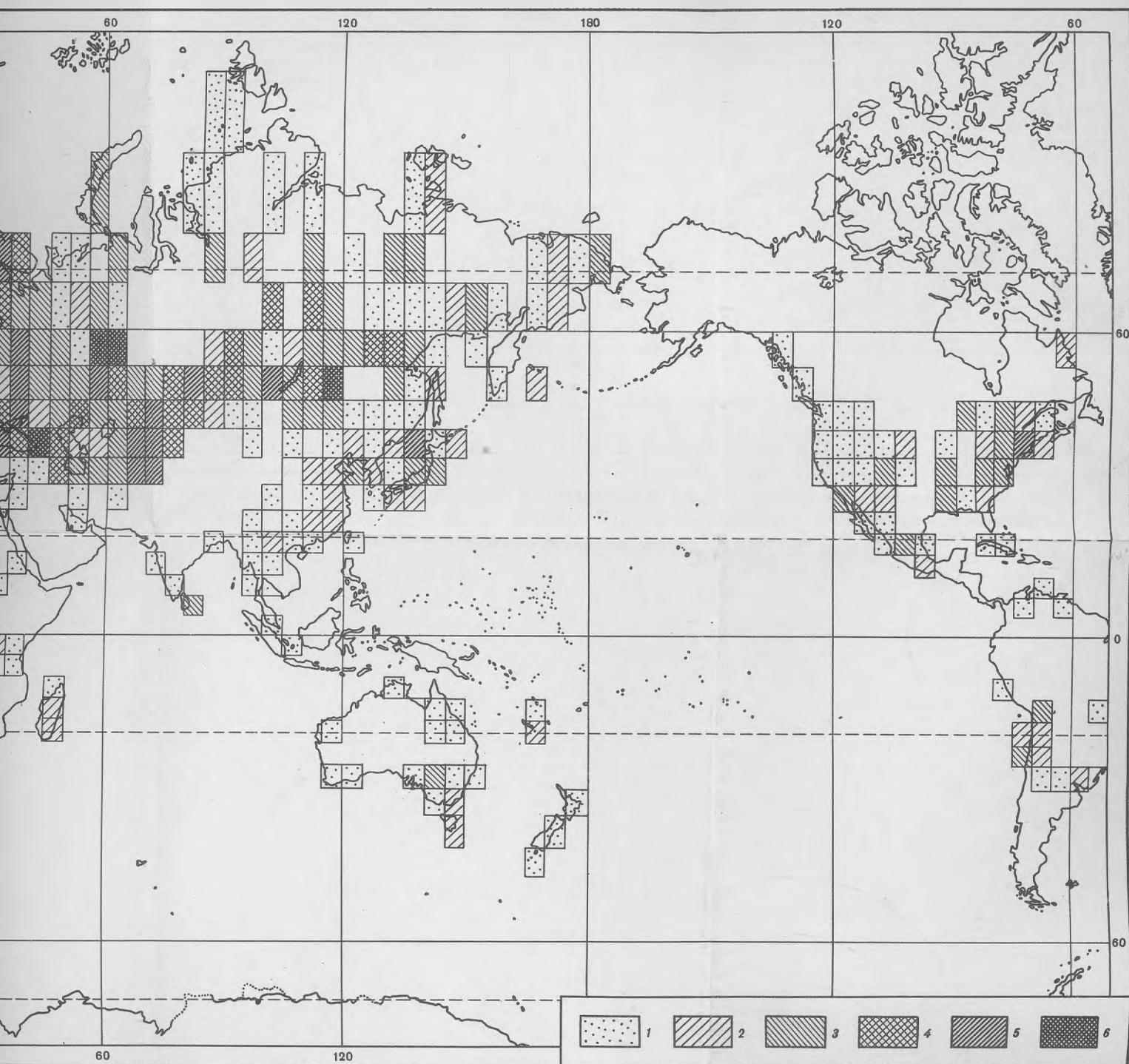
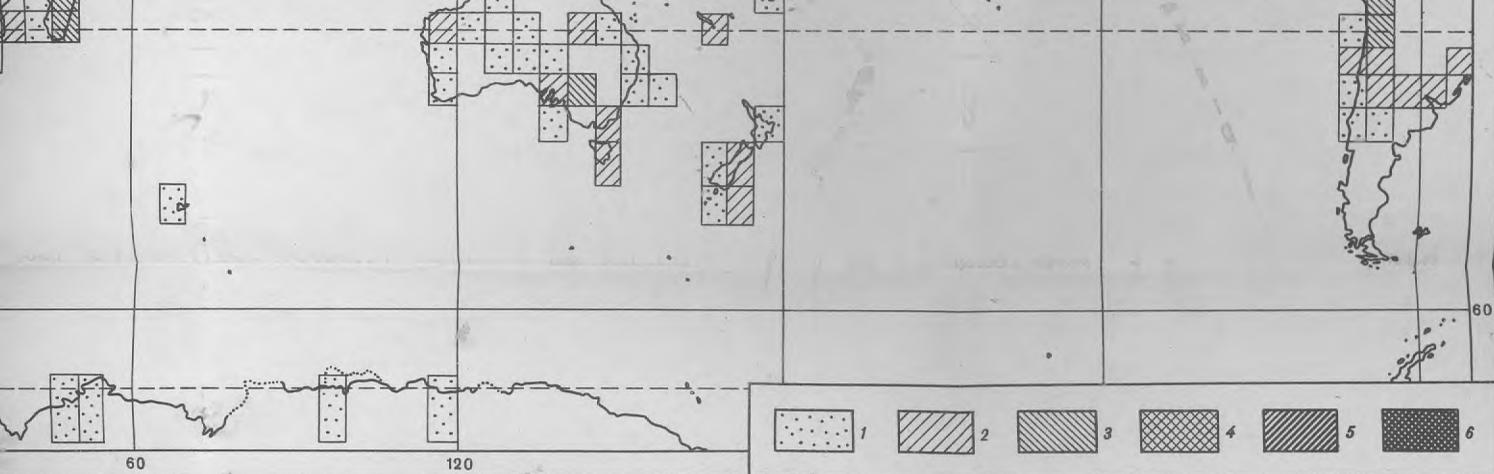


Рис. 2. Распределение образцов минералов собрания ГГМ (около 50 000 обр. на 1). Количество образцов в ячейке: 1 >1; 2 - >10; 3 - >25; 4 - >100; 5 - >400; 6 - >1000



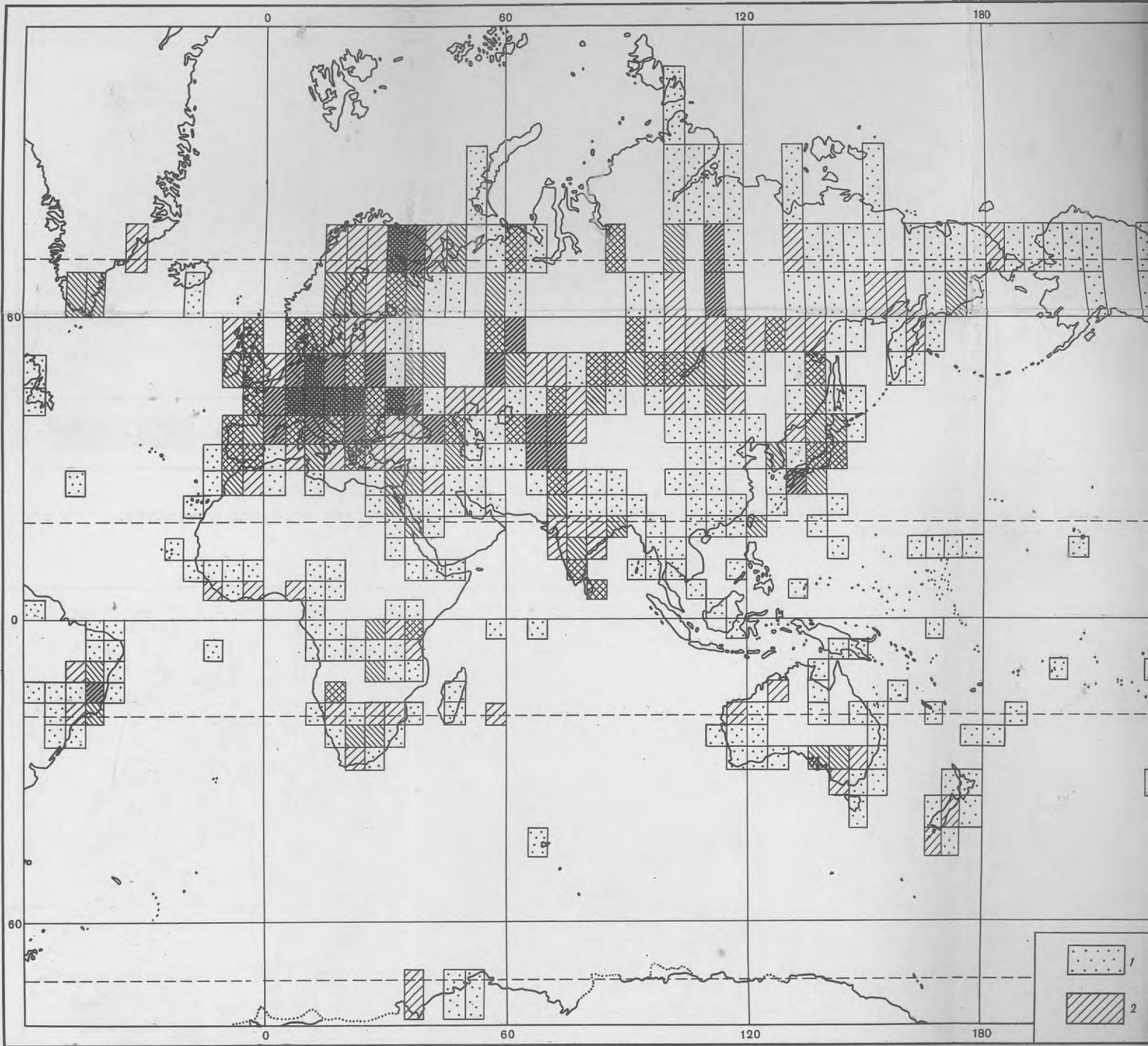
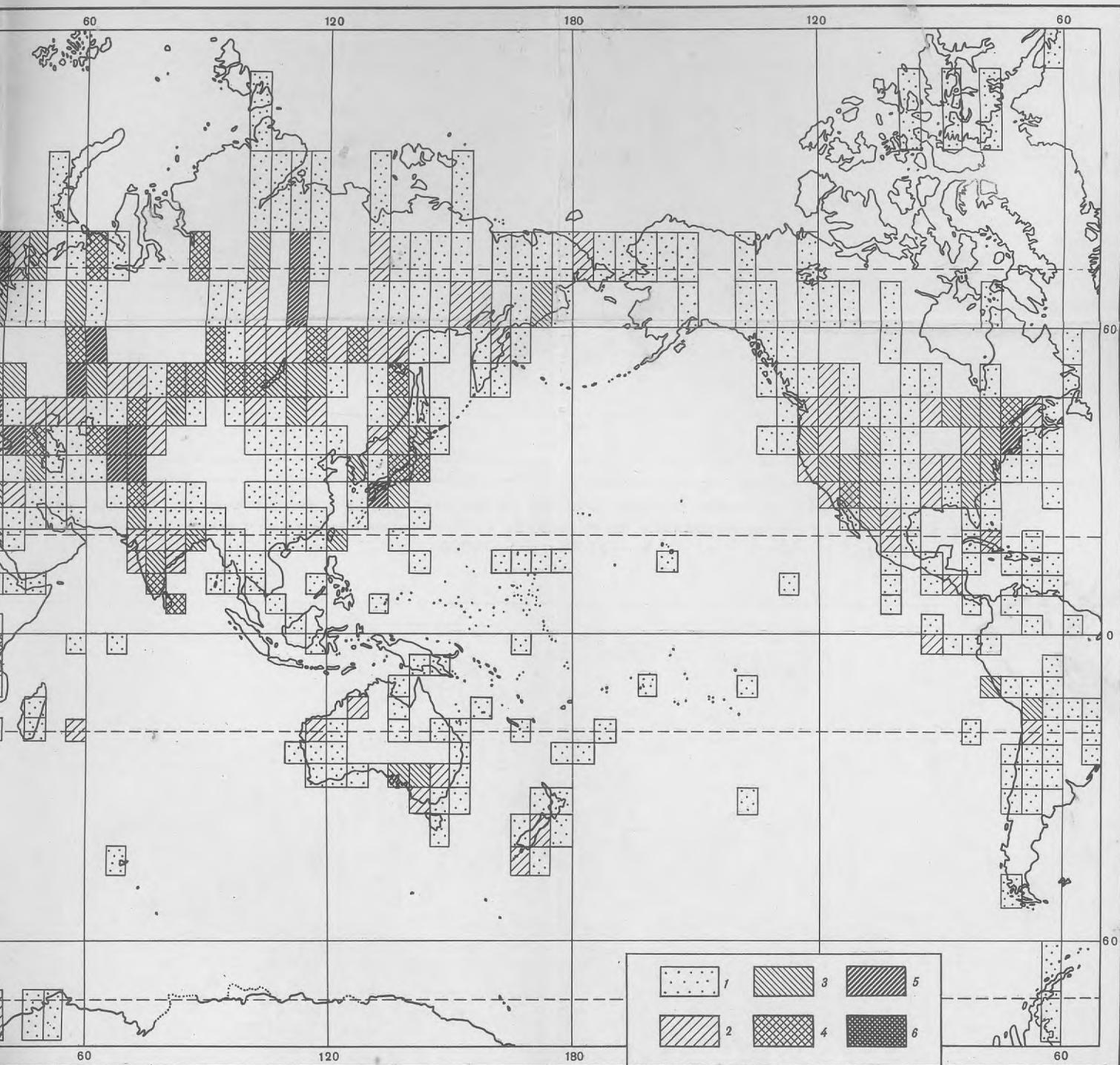


Рис. 3. Распределение публикаций по минералогии за 1981-1985 гг. (по реферативному журналу "Геология" и др.).
 Количество публикаций в ячейке: 1 - >1; 2 - >5; 3 - >10; 4 - >20; 5 - >50; 6 - >100



по минералогии за 1981-1985 гг. (по реферативному журналу "Геология" учтено около 6000 публикаций)
 1 - >1; 2 - >5; 3 - >10; 4 - >20; 5 - >50; 6 - >100