

МИНЕРАЛЫ
РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ
АРМЯНСКОЙ ССР

2



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՖՈՐՄԱՅԻԱՆԵՐԻ ՄԻՆԵՐԱԼՆԵՐԸ

ՀԱՏՈՐ

2

ՀԱՆՈԳԵՆԻԴՆԵՐ, ՊԱՐԶ ՕՔՍԻԴՆԵՐ, ԲԱՐԴ ՕՔՍԻԴՆԵՐ
ԵՎ ՀԻԴՐՕՔՍԻԴՆԵՐ, ՎՈԼՖՐԱՄԱՏՆԵՐ, ՄՈԼԻԲԴԱՏՆԵՐ,
ՖՈՍՖԱՏՆԵՐ, ԱՐՍԵՆԱՏՆԵՐ, ՎԱՆԱԴԱՏՆԵՐ,
ԿԱՐԲՈՆԱՏՆԵՐ, ՍՈԻԼՖԱՏՆԵՐ,
ՍԻԼԻԿԱՏՆԵՐ

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

549/06/
553

МИНЕРАЛЫ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

ТОМ

2

ГАЛОГЕНИДЫ; ОКИСЛЫ ПРОСТЫЕ, ОКИСЛЫ
СЛОЖНЫЕ И ГИДРООКИСЛЫ; ВОЛЬФРАМАТЫ,
МОЛИБДАТЫ; ФОСФАТЫ, АРСЕНАТЫ,
ВАНАДАТЫ; КАРБОНАТЫ; СУЛЬФАТЫ;
СИЛИКАТЫ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН



Печатается по решению ученого совета института геологии АН Армянской ССР

Ответственный редактор академик АН Армянской ССР *И. Г. Магакьян*,
редактор кандидат геолого-минералогических наук *А. С. Фарамазян*

Книгу рекомендовали к печати рецензенты: доктора геолого-минералогических наук *Т. В. Иваницкий* и *Г. О. Григорян*

Авторы: *И. Г. МАГАКЬЯН, Б. М. МЕЛИКСЕТАН, С. Б. АБОВЯН,*
Ш. О. АМИРЯН, Р. Н. ЗАРЬЯН, К. А. КАРАМЯН, Г. Б. МЕЖЛУМЯН,
В. О. ПАРОНИКЯН, Г. О. ПИДЖЯН, А. С. ФАРАМАЗЯН,
Э. А. ХАЧАТРЯН, Э. Х. ХУРШУДЯН, Л. П. ЯШВИЛИ.

М 167 Минералы рудных формаций Армянской ССР. /И. Г. Магакьян, Ш. О. Амирян, Р. Н. Зарьян и др.; отв. ред. И. Г. Магакьян. Т. 2.—Ер.: Изд-во АН АрмССР, 1986. В надзаг.: АН АрмССР, Ин-т геол. наук. Т. 2. Галогениды; окислы простые, окислы сложные и гидроокислы; вольфраматы, молибдаты; фосфаты, арсенаты, ванадаты; сульфаты; силикаты.

В томе 2, кроме собственно рудных (минералы железа, марганца, молибдена, вольфрама, олова, ниобия, тантала и др.), рассмотрены минералы, принадлежащие к группам жильных, гидротермально измененных пород пегматитов, а также некоторые породообразующие.

Книга рассчитана для геологов широкого профиля, минералогов, геохимиков, обогащателей, технологов, металлургов, экономистов, а также студентов геолого-географической и горной специальностей.

М $\frac{1904020000}{703(02)-86}$ 58—85

ББК 26.303

© Издательство АН Армянской ССР, 1986

В томе 1 монографии «Минералы рудных формаций Армянской ССР» приведены материалы с описанием минералов в пяти разделах:

- I. Самородные элементы;
- II. Карбиды, нитриды и фосфиды;
- III. Арсениды, антимониды, висмутиды;
- IV. Сульфиды, сульфосоли и им подобные соединения;
- V. Селениды, теллуриды.

Во второй том вошло описание остальных минералов, установленных в рудных формациях Армянской ССР. Они сгруппированы в следующие разделы:

- VI. Галогениды;
- VII. Окислы: простые, сложные и гидроокислы;
- VIII. Вольфраматы, молибдаты;
- IX. Фосфаты, арсенаты, ванадаты;
- X. Карбонаты;
- XI. Сульфаты;
- XII. Силикаты.

Порядок описания отдельных минералов тот же, что и в томе 1: формула минерала, его сингония, данные о физических свойствах и химизме, диагностические признаки, распространенность в рудах Армянской ССР и условия образования, практическая ценность.

РАЗДЕЛ VI

ГАЛОГЕНИДЫ

Флюорит— CaF_2 , сингония кубическая. Флюорит широко распространен в породах и пегматитах щелочных комплексов (Мегри, Памбак) и в ряде рудных формаций (Ахтала, Шамлуг, Шамшадин). Встречается флюорит в виде кубических и куб-октаэдрических кристаллов с хорошо развитыми гранями (100), (111), реже встречаются формы (311) и (110) (рис. 1). Первые комбинации более характерны для нефелин-сиенитовых пород, вторые—для пегматитов. В зонах гидротермальной флюоритизации (Тежсар) встречается в виде кристаллических агрегатов (в друзовых пустотах куб-октаэдры), а в барит-флюоритовых жилах (Шамшадин)—в сплошных зернистых массах; реже встречаются порошковатые массы. Характерны двойники по (111). Спайность совершенная по (111). Цвет варьирует от бесцветного водяно-прозрачного (в гранитах), бледно-фиолетового (щелочные породы) до темно-фиолетового и зеленого (в гидротермалитах)—Тежсар, Шамшадин, Ахтала, Шамлуг.

Под микроскопом флюорит бесцветен, однако в темно-фиоле-

товых флюоритах наблюдаются черные включения, вокруг которых отмечается сгущение окраски. Как правило, изотропен. Однако нередко наблюдается аномальное двупреломление, выражающееся, по наблюдениям Н. М. Чернышова, в виде слабого волнистого погасания.

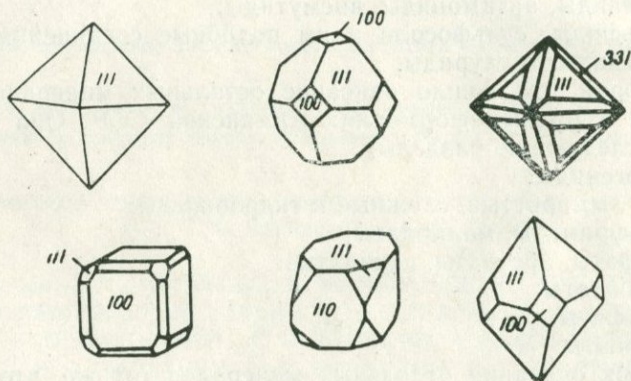


Рис. 1. Формы кристаллов флюорита из различных типов проявлений. По Б. М. Меликсетяну.

Показатель преломления: темно-фиолетового—1,433, фиолетового—1,434 и зеленого—1,425.

Удельный вес флюорита—3,198 (фиолетового), 3,178 (зеленого). Параметры элементарной ячейки, рассчитанные по величинам межплоскостных расстояний (табл. 1), следующие: темно-фиолетовый (Тежсар) $a_0 = 5,468 \text{ \AA}$, зеленый (Шамшадин) $a_0 = 5,457$, фиолетовый (Ахтала) $a_0 = 5,450 \text{ \AA}$.

Различия в параметрах элементарной ячейки связаны с более высоким содержанием редких земель и иттрия в фиолетовом флюорите (чистый флюорит $a_0 = 5,462 \text{ \AA}$, церофлюорит $a_0 = 5,47 \text{ \AA}$, иттрофлюорит $a_0 = 5,50 \text{ \AA}$).

Вхождение в решетку флюорита иттрия и редких земель осуществляется путем вхождения в CaF_2 минала иттрофлюорита YF_3 и церфлюорита CeF_3 , образующими смешанные кристаллы.

Как правило, окраска даже в пределах одного кристалла, зерна, заметно варьирует от темного непрозрачного до светлого и бесцветного. Часты плеохроичные ореолы густофиолетового цвета вокруг радиоактивных минералов (уранинита). Причины окраски, как установлено в последнее время, связаны с дефектами кристаллической решетки—F-центрами: наличием нейтральных атомов Ca и F (фиолетовая) или наличием Eu^{+2} , Sm^{+2} и радиоактивного α -излучения (зеленая). Как указывает Г. Е. Кочинян (1975), при нагревании густо-фиолетового флюорита до $t = 372^\circ\text{C}$

происходит обесцвечивание. По данным Н. М. Чернышова, фиолетовый флюорит заметно обесцвечивается при $t=303^{\circ}$, а полностью при $t=384^{\circ}$. Причем с температуры $t=183^{\circ}$ начинается тер-

Таблица 1

Межплоскостные расстояния флюоритов

Фиолетовый (Ахтала)*		Темно-фиолетовый (Тежсар)**		Зеленый (Шамшадин)**	
l	dz/n	l	dz/n	l	dz/n
4	3,49	5	3,48	—	—
8	3,12	10	3,151	10	3,14
4	2,118	2	2,339	—	—
—	—	2	2,134	—	—
10	1,928	10	1,932	10	1,922
8	1,635	6	1,648	6	1,640
6	1,360	3	1,367	4	1,364
6	1,248	4	1,255	5	1,252
8	1,110	7	1,115	6	1,114
6	1,045	5	1,053	5	1,050
4	0,964	7	0,965	6	0,965
6	0,921	4	0,925	6	0,922

* Анализы темно-фиолетового (автор Б. М. Меликсетян) и зеленого (автор К. М. Мурадян, 1977) флюоритов выполнены в рентгеновской лаборатории ИГН АН АрмССР (аналитик Э. Х. Хуршудян). Условия съемки: ДРОН-2, Со излучение, скорость сканирования $1^{\circ}/\text{мин}$.

** Рентгенограмма флюорита из Ахталы по данным Н. М. Чернышова (Воронежский госуниверситет).

Таблица 2

Химический состав флюоритов*

	П а м б а к			Шамшадин	Ахтала
	темно-фиолетовый (1)	фиолетовый (2)	бесцветный (3)	зеленый (4)	фиолетовый (5)
SiO ₂	0,40	0,33	0,45	0,047	0,05
FeO	0,44	0,07	0,026	0,02	0,06
MnO	0,05	сл.	н.о.	н.о.	—
BaO	—	—	—	0,10	0,83
MgO	—	—	—	0,033	0,02
Ca	50,84	49,56	49,10	51,34	51,16
Al ₂ O ₃	—	—	—	0,096	—
ΣTR ₂ O ₃	0,47	0,435	0,476	0,888	не опр.
F	47,03	47,34	49,00	48,35	48,24
П.п.п.	2,38	2,16	1,48	0,05	0,10
Сумма	101,61	99,90	100,5	100,92	100,46

* 1—3 анализы по данным Г. Е. Кочиняна (1975); 4—анализ по К. М. Мурадян (1975); 5—по Н. М. Чернышову (1962).

мофлюоресценция ярким синевато-зеленым цветом. Определения микротвердости флюорита с помощью прибора ПМТ-3 до и после обесцвечивания показали постоянство на грани (111) как абсолютной (182—183 кгс/мм²), так и относительной твердости—3,976—3,975.

Таблица 3

Содержание редких земель, иттрия и радиоэлементов в флюоритах* (%)

Местонахождение	$\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$	Y	Th	U
1. Нефелиновый сиенит, Тежсар	1,50	0,25	0,009	0,0025
2. Нефелиновый пегматит, Тежсар	0,74	0,30	0,010	0,0051
3. Щелочной пегматит, Мегри	1,20	0,3—1,0	0,020	0,0030
4. Флюорит-биотитовые зоны, Тежсар	0,70	0,10	0,001	0,0009
5. Флюорит-баритовые жилы, Шамшадин	0,89—1,8	0,08—0,1	—	—

* По данным химических (TR_2O_3 , Y) анализов, Е. М. Казакова (ИМГРЭ) и Н. Антонян (U, Th).

Химический состав флюорита довольно постоянен (табл. 2, 3). Небольшие примеси (Fe, Mg, Al, Si) вероятнее всего связаны с микроскопическими включениями различных минералов, в том числе и ассоциированного барита. Наибольший интерес представляют флюориты в отношении содержания иттрия и редкоземельных элементов, причем содержание их и в частности TR в зеленых разностях несколько выше, чем фиолетовых, хотя концентрация иттрия имеет обратную тенденцию. Судя по имеющимся анализам, предельное замещение Ca^{+2} на Y^{+3} не превышает 0,3—

Таблица 4

Содержания редких земель в флюоритах

	$\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Y
1	0,47	8,5	23,0	—	43,0	1,3	—	8,5	—	4,3	—	4,3	—	2,1	—	32,0
2	0,43	20,0	44,0	4,4	21,0	1,4	0,3	1,2	0,1	0,9	—	0,5	—	0,3	—	6,0
3	0,47	27,0	33,0	2,3	29,0	2,0	0,6	3,3	—	1,6	—	0,6	—	0,6	—	10,0
4	1,50	27,6	39,1	4,9	21,6	2,9	0,4	1,8	0,2	1,0	0,1	0,4	—	—	—	0,25
5	0,70	25,0	40,0	5,0	23,0	3,0	0,5	1,2	0,3	0,8	0,1	0,2	—	0,6	0,3	0,10
6	0,89	2,8	6,3	—	28,2	10,1	4,8	12,3	11,3	6,3	8,4	—	—	0,1	—	9,0

* По данным количественно-спектрального анализа (1, 2, 3, 6) Г. М. Мкртчян и рентгеноспектрального анализа (4—5) Р. Л. Баринский (ИМГРЭ). 1. Темно-фиолетовый; 2. фиолетовый; 3. бесцветный (Тежсар, Г. Е. Кочинян, 1975); 4. бледно-фиолетовый (Тежсар); 5. бледно-фиолетовый (Мегри) и 6. зеленый, Шамшадин (Мурадян К. М., 1977).

1,0%, а ΣTR 1,8—1,5% (табл. 3). Содержание радиоэлементов не высокое и, возможно, связано с субмикроскопическими включениями урансодержащих минералов.

Обращаясь к составу редкоземельных элементов (табл. 4), необходимо подчеркнуть два отчетливо выраженных максимума — цериевый (La, Ce) и неодимовый (Pr, Nd), на долю которых приходится 70—95% от ΣTR_2O_3 . Два небольших максимума дают Dy и Er. В то же время, хотя содержание Y довольно высокое, лантаноиды иттриевой группы (Ho, Er, Tm, Yb, Lu) составляют всего 1—2% от ΣTR . Кроме того, в тысячных долях процента встречаются U, Th, Ca, Pb, Be, Zr, Sc и другие. Широким редкоэлементным спектром выделяются фиолетовые флюориты щелочных пород и зеленые флюориты Шамшадина (рис. 2, табл. 5).

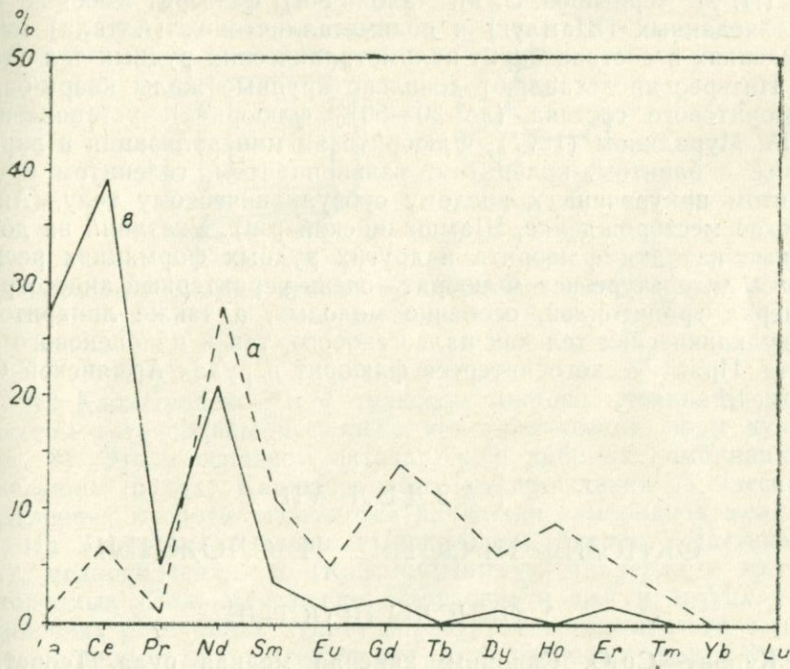


Рис. 2. Распределение РЗЭ в флюорите: а) фиолетовый, Мегринский pluton, (по Б. М. Меликсетяну); б) зеленый, Шамшадин (по К. М. Мурадян).

Флюорит в щелочных породах и пегматитах (Тежсар, Памбак) ассоциирует с редкоземельными и редкометальными минералами и представлен несколькими генерациями. В флюорит-био-

титовых брекчиях Памбака Г. Е. Кочиняном (1975) выделяются по крайней мере три генерации.

Таблица 5

Состав элементов-примесей в флюоритах (%)

Разновидности	Mn	Cu	Zn	La	Ce	Y	Yb	Sr	Ba	Li
1. Темно-фиолетовый, Тежсар	0,03	0,003	0,01	0,500	0,30	0,50	0,05	0,03	0,030	0,04
2. Фиолетовый, Мегри	0,06	0,001	0,003	0,600	0,30	0,08	0,03	0,01	0,020	—
3. Бл. фиолетовый, Ахтала	—	0,001	0,001	0,020	0,20	0,10	0,01	0,01	0,030	—
4. Зеленый, Шамшадин	0,02	0,010	0,001	0,003	0,02	0,01	—	0,02	0,002	—

Довольно широкое развитие, по исследованиям последних лет (Н. М. Чернышов, Э. М. Налбандян), флюорит имеет на медноколчеданных (Шамлуг) и полиметаллических (Ахтала) месторождениях в составе барит-полиметаллических рудных тел (табл. 5). Интерес представляют довольно крупные жилы кварц-барит-флюоритового состава (до 30—50% флюорита), установленные К. М. Мурадяном (1977). Флюоритовая минерализация в парагенезисе с баритом, кальцитом, халькопиритом, галенитом и сфалеритом приурочена к кислому субвулканическому телу (Айгестанское месторождение, Шамшадинский р-н). Указаний на достоверные находки флюорита в других рудных формациях республики в литературе нет. Флюорит—очень характерный акцессорный минерал гранитоидов, особенно молодых, а также липаритовых субвулканических тел как палеогенового, так и плиоценового возраста. Практического интереса флюорит в рудах Армянской ССР не представляет.

РАЗДЕЛ VII

ОКИСЛЫ ПРОСТЫЕ И СЛОЖНЫЕ

А. ОКИСЛЫ ПРОСТЫЕ

Куприт— Cu_2O . Синоним: красная медная руда. Теоретический химический состав: Cu—88,8%, O—11,2%. В качестве механической примеси устанавливается самородная медь.

Сингония кубическая. Блеск полуметаллический или алмазный; цвет красный до свинцово-серого. В тонких пластинках полупрозрачен.

Под микроскопом цвет беловато-серый с отчетливым синим оттенком, $R \approx 29\%$. Твердость 3,5—4. В воздухе хорошо заметны

цветные эффекты анизотропии от чернильно-синего до оливково-зеленого. Двухотражение отчетливо заметно. Внутренние рефлексы характеризуются ярким кроваво-красным цветом. От HNO_3 — зеленеет, HCl — чернеет, FeCl_3 — темнеет, KCN — выявляются трещины спайности травления.

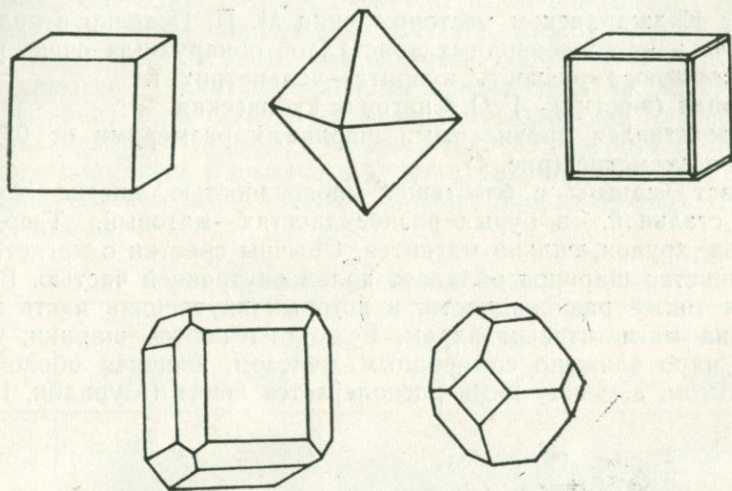


Рис. 3. Формы кристаллов куприта из Агаракского месторождения. По К. А. Карамяну.

На Каджаранском и Агаракском месторождениях К. А. Карамяном установлены несколько кристаллических форм куприта (рис. 3). Это в основном октаэдр, куб, либо их комбинация. В окисленных рудах Каджаранского месторождения в массивных выделениях куприта отмечаются прожилки самородной меди.

На медно-молибденовых (Каджаран, Агарак, Дастакерт и др.), медноколчеданных (Кафан, Шамлуг, Алаверди и др.), золоторудных (Зод, Меградзор, Маргаовит и др.) и других месторождениях республики куприт образуется исключительно в гипергенных процессах при окислении халькозиновых, реже борнитовых руд. Постоянными сопровождающими минералами являются: самородная медь, халькозин, борнит, ковеллин, лимонит, малахит, азурит, тенорит и др.

В зонах окисления указанных месторождений образует сплошные зернистые, иногда землистые агрегаты, изредка игольчатые или волосяные индивиды. Размеры кристаллов куприта не превышают долей миллиметра.

На Центральном участке Анкаванского месторождения куприт в ассоциации с малахитом, азуритом и самородной медью встречается в небольших желваках. Обычно центральные части желваков занимают куприт и самородная медь, затем идет оторочка азурита и, наконец, внешняя оболочка состоит из сплошного малахита.

На Каджаранском месторождении М. П. Исаенко в виде небольших друз волосовидных кристаллов обнаружила очень редко встречающуюся разность куприта—халькотрихит.

Иоцит (вюстит) — FeO . Сингония кубическая.

Представлен правильными шариками размерами от 0,01 до 0,5 мм в диаметре (рис. 4).

Цвет черный с блестящей поверхностью, иногда бурый. Блеск стальной, в бурых разновидностях—матовый. Твердость высокая, хрупок, сильно магнитен. Обычны сростки с магнетитом. Большинство шариков обладает полой внутренней частью. Встречаются также разновидности, в которых внутренняя часть представлена магнетитовым ядром. Реже отмечаются шарики, в которых ядро сложено самородным железом, внешняя оболочка—магнетитом, а между ними располагается иоцит (Мурадян, 1965).

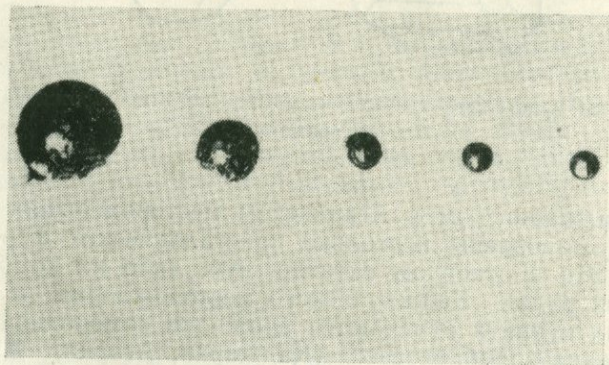


Рис. 4. Округлые выделения иоцита из габбро-пегматита. Катнахпюр-Қарахачская группа масивов. Увел. 40. По С. Б. Абояну.

Шарики иоцита характеризуются скорлуповато-концентрическим строением, при раздавливании стеклом отдельные слои отделяются друг от друга, а ядра самородного железа сплющиваются вследствие ковкости. В полированных шлифах (брикетах) цвет иоцита серый, обладает слабой анизотропностью, отражательная способ-

ность ниже, чем у магнетита и приближается к таковой лимонита (Мирзоян, 1965). Отмечаются разновидности, в которых магнетитовые ядра полностью лимонитизированы. Спектральным анализом в составе иоцита (с полым ядром) обнаружены следующие элементы-примеси (в %): Ti—1,0, Ni—0,3, Mn—1,0 V—0,001, Cr—0,0003, Cu—0,003, Mg и Ca—по 0,01 и Si—0,3 (анализ выполнен в спектральной лаборатории ИГН АН АрмССР). Последние три элемента, возможно, входят в состав иоцита в виде механической примеси силикатов. Величины межплоскостных расстояний агрегата иоцит-магнетита из плагиогранит-порфиров Алавердского рудного района (графа 1) (Мирзоян, 1965), кислого субвулканического комплекса Базумского рудного района (графа 2) (Мирзоян, 1965) соответствуют эталону вюстита (иоцита) по В. И. Михееву (табл. 6).

Таблица 6

Межплоскостные расстояния иоцитов*

1			2		
l	$d\alpha/n$	$d\beta/n$	l	$d\alpha/n$	$d\beta/n$
3	2,993	2,712	3	2,962	2,685
—	—	—	—	—	—
—	—	—	1	2,767	2,508
—	—	—	1	2,654	2,405
10	2,543	2,305	10	2,537	2,300
—	—	—	7	2,474	2,243
—	—	—	1	2,224	2,016
—	—	—	8	2,144	1,944
—	—	—	3	2,083	1,888
—	—	—	8	2,016	1,828
4	1,633	1,480	6	1,608	1,458
7	1,518	1,376	8	1,515	1,373
7	1,493	1,353	8	1,479	1,341
5	1,294	1,173	3	1,296	1,174
—	—	—	3	1,280	1,160
—	—	—	3	1,237	1,121
—	—	—	7	1,168	1,059
—	—	—	7	1,091	0,989
—	—	—	—	—	—

* Анализы выполнены в лаборатории ИГН АН АрмССР Хуршудян Э. Х. Условия съемки: УРС-55, Fe α , β , шарик. Образцы загрязнены магнетитом.

Теоретический состав иоцита не установлен. Известно, что он обладает кристаллической решеткой типа NaCl.

Иоцит обнаружен в Армянской ССР в виде аксессуарного минерала в габбро и габбро-пегматитах габбро-перидотитовых комп-

лексов и почти во всех породах габбро-диоритового ряда, а также среди плагиогранитов Алавердского рудного района (Мирзоян, 1965) и кислого субвулканического комплекса Базумского рудного района (Мурадян, 1965), в верхнемеловых базальтах Иджеванского района (А. Х. Мнацаканян 1965). Вне Армянской ССР иоцит обнаружен в интрузивных породах Рудного Алтая (Осипов, 1962), в туфобрекчиях Шарпхаузена вблизи Штутгарта (Walenta, 1960) и в лавах Везувия (Бетехтин, 1950).

Тенорит— CuO . Синоним—малаконит.

Химический состав: Cu —79,9%, O —20,1%.

Сингония моноклиная. Блеск полуметаллический, цвет черный или серовато-черный. Твердость 3,5—4. Хрупкий.

В полированных шлифах цвет серовато-белый с желтым оттенком, в контакте с отчетливо-синеватыми минералами (купритом, халькозином) коричневатый, по сравнению с лимонитом желтовато-серый. Относительный рельеф выше халькозина, но ниже куприта и лимонита. Твердость изменяется в зависимости от направления, что выявляется на сдвойникованных агрегатах. Отражательная способность средняя ($R=20\%$). Сильно анизотропен; с цветным эффектом от синего до белого. От HCl быстро становится темным.

Является редко встречающимся минералом зоны окисления Каджаранского, Агаракского, Кафанского, Алавердского, Шамлугского и Зодского месторождений. Сопровождающие минералы: куприт, самородная медь, борнит и ковеллин. Представлен мелкозернистыми агрегатами аллотриоморфной структуры и черными землистыми массами.

Практического значения в рудах Армянской ССР не имеет.

Биксбиит— $(\text{Mn}, \text{Fe})_2\text{O}_3$. Теоретический состав (в %): Mn_2O_3 —49,71; Fe_2O_3 —50,29. Биксбиит образуется в регионально или контактово-метаморфизованных осадочных и эксгальационно-осадочных, а также в эксгальационно-пневматолитовых марганцевых и железо-марганцевых рудах. По Рамдору (1962), в эксгальационно-пневматолитовых рудах температура образования биксбиита достигает 850°C . В природе встречается в тесной ассоциации с марганцевыми силикатами и с браунитом, причем выпадает несколько раньше последнего. Кристаллизуется в кубической сингонии. Образует сплошные мелкозернистые скопления; часто встречается в виде хорошо развитых кристаллов дидодекаэдрического габитуса, реже слагает агрегаты, сложенные анизотропными таблитчатыми зернами.

Биксбиит черного цвета, с бронзовым отливом, блеск полуметаллический, черта черно-бурая.

Под микроскопом, в отраженном свете биксбиит серовато-белого цвета. В полях браунита наблюдается отчетливый желтый

отенок. Отражательная способность у биксбита чуть выше, чем у браунита. Двуотражение почти отсутствует. Эффекты анизотропии очень слабые—наблюдаются лишь в иммерсии. Внутренние рефлексы отсутствуют. Для разностей с повышенным содержанием кальция (ситапарита) характерны бесцветные или белые внутренние рефлексы, которые гораздо отчетливее наблюдаются в иммерсии.

В Армянской ССР биксбит обнаружен в рудах Сваранцского месторождения и Саринарского проявления марганца.

На Сваранцском месторождении биксбит довольно широко развит на Агандзугетском и Гиратахском участках в тесной ассоциации с браунитом и марганцевыми силикатами в виде небольших аллотриоморфнозернистых скоплений. Образуется также в виде хорошо развитых кристаллических агрегатов. Иногда обрастает зернами браунита. Под микроскопом хорошо образованные зерна биксбита из Сваранцкого месторождения обнаруживают зональное строение, что особенно четко проявляется в иммерсии (рис. 5).

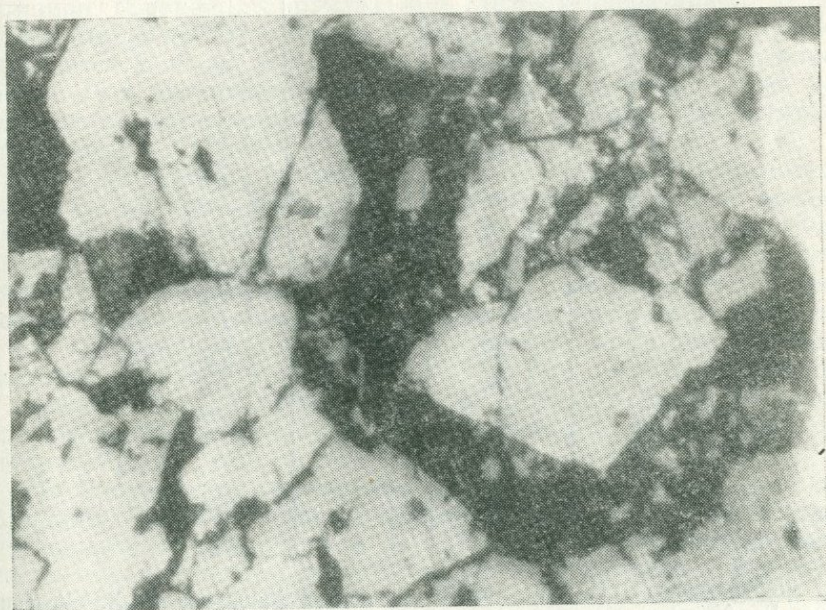


Рис. 5. Биксбит зонального строения. Полир. шлиф, иммерсия, николи II, увел. 1500. Сваранцское месторождение марганца. По Л. П. Яшвили.

На Саринарском проявлении (Яшвили, 1978) биксбит играет второстепенную роль. Образуется в небольшом количестве в тесной ассоциации с браунитом. Здесь для биксбита характерны несколько повышенные содержания кальция, чем и обусловлено появление бесцветных внутренних рефлексов. С повышением содержания кальция снижается показатель отражательной способности, усиливаются внутренние рефлексy.

В таблице 7 приведены данные рентгеноструктурного анализа биксбита из Сваранского месторождения марганца (образец № 1, по данным Л. П. Яшвили, обр. № 2—по П. Ф. Андрущенко, 1978).

Таблица 7

Межплоскостные расстояния биксбита			
Обр. 1*		Обр. 2	
I	$d\alpha/n$	I	$d\alpha/n$
1	5,95	—	—
1	4,69	—	—
3	3,78	4	3,80
2	3,508	—	—
1	2,883	—	—
10	2,698	10	2,70
1	2,485	—	—
4—5	2,341	2	2,34
3—4	2,145	—	—
3	2,001	2	2,03
1	1,917	—	—
2	1,832	3	1,84
—	—	1	1,728
9	1,659	8	1,663
—	—	1	1,529
1—2	1,449	1	1,452
6	1,415	7	1,420
2	1,387	1	1,368
2	1,352	1	1,359
—	—	1	1,282
1	1,176	—	—
1	1,158	—	—
1	1,140	—	—
5	1,079	2	1,078
3	1,052	—	—
—	—	2	1,046

* Лаборатория ИГН АН АрмССР, аналитик Хуршудян Э. Х. Условия съемки Fe α , β , экспозиция 21 ч., диаметр камеры 57,3, диаметр столбика 0,5.

Браунит—Mn₇SiO₁₂ или Mn₂O₃. Теорет. состав (в %): Mn₂O₃—78,34; MnO—11,73; SiO₂—9,93 (Минералы, 1965).

Браунит кристаллизуется в тетрагональной сингонии. Образуется в результате метаморфизма вулканогенно-осадочных марганцевых руд. Кроме того, выпадает из высокотемпературных гидротермальных растворов, образуя жилы, гнезда и скопления, цементирующие обломки пустой породы. Цвет браунита черный или железо-черный, блеск металлоидный, смоляной, у видимых на глаз кристаллических агрегатов—металлический. Черта черная или черно-бурая. Размер зерен не превышает 0,5 мм.

Под микроскопом в отраженном свете браунит серо-белый со слабым желтовато-коричневым оттенком. В полях магнетита—серый, в полях гаусманита—белый. Отражательная способность порядка 20—21%. Двуотражение очень слабое, но обнаруживается довольно легко при увеличениях около 300—500 х. Эффекты анизотропии отчетливые. В иммерсии отражательная способность снижается, четче проявляется двуотражение. Внутренние рефлексы коричневые, но наблюдаются лишь в масле и то крайне редко.

На территории Армянской ССР браунит, как главный рудообразующий минерал, встречается в метаморфизованных эксгальационно-осадочных марганцевых рудах кремнисто-вулканогенной формации (Сваранц, Саринар) и в высокотемпературных рудах гидротермального происхождения (Кармрашен). В обоих случаях развивается в тесной ассоциации с гаусманитом, якобитом, биксбитом. Для вулканогенно-осадочных руд характерна также ассоциация с марганцевыми силикатами—родонитом, пьомонтитом, марганцевыми гранатами и т. д.

На Саринарском проявлении марганца браунит встречается как в виде колломорфных (рис. 6), так и кристаллически зернистых выделений субмикроскопических размеров. Последние главным образом представлены характерными для браунита изометричными полигональными, реже клиновидными разностями радиально-лучистого строения, слагающими плотные, массивные агрегаты (Яшвили, 1978). Здесь он образует прожилки, гнезда, вкрапленники среди пустой породы. Местами цементирует обломки кремней. В радиоляритах, которые широко развиты на Саринарском проявлении, браунит часто замещает скелеты радиолярий (рис. 7).

На Сваранцском проявлении марганца браунит образует две генерации. Ранняя генерация браунита образуется в результате регионального метаморфизма, за счет ранее образованных окисных и гидроокисных соединений марганца. Поздняя—в результате регенерации марганцевых руд в процессе гидротермального перераспределения рудного вещества. Браунит здесь образует скопления в виде массивных руд, а также микроскопические вкрапленники и прослой среди вулканогенно-осадочных пород. На Сваранцском проявлении браунит главным образом развивается в

виде изометричных полигональных выделений. Размер зерен колеблется от субмикроскопических до 0,5 мм.



Рис. 6. Браунит колломорфного строения. Полир. шлиф, увел. 150. Саринарское месторождение марганца. По Л. П. Яшвили.

Браунит ранней генерации часто оконтуривается реакционной каймой браунита поздней генерации. Местами наблюдается характерное замещение рыхлых (в центральной части) зерен браунита пиролюзитом.

На Кармрашенском проявлении марганца браунит развивается в тесной ассоциации с гаусманитом и яacobситом. Образуется в виде сплошных масс, сложенных субмикроскопическими агрегатами. Проявляется также в виде прожилков, вкрапленников и

гнезд среди кварцолитов. Наряду с гаусманитом представляет собой главный рудообразующий минерал.

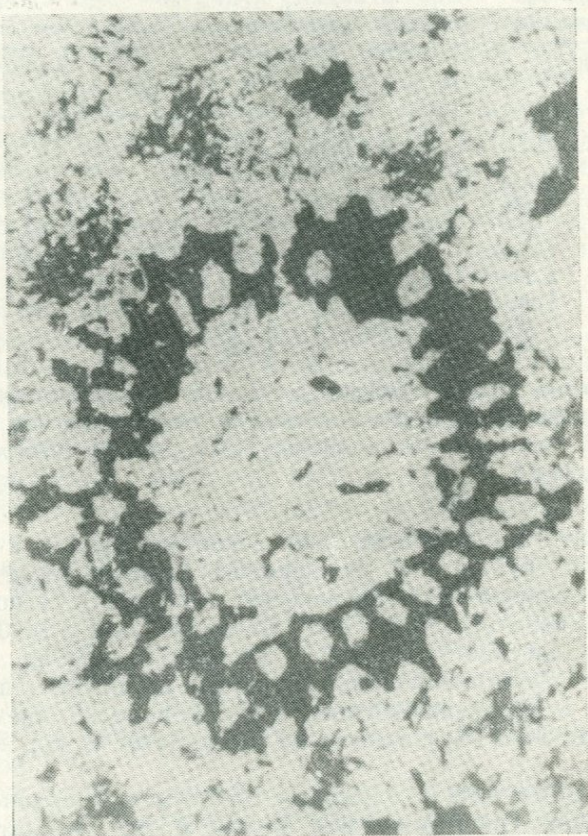


Рис. 7. Скелет радиоларий, выполненный кристаллически-зернистым агрегатом браунита. Полир. шлиф, увел. 150. Саринарское проявление марганца. По Л. П. Яшвили.

В таблице 8 приведены данные рентгеноструктурных анализов браунита из различных проявлений Армянской ССР.

Маггемит— $\beta\text{Fe}_2\text{O}_3$. Синоним—оксимагнетит.

Маггемит представляет собой кубическую модификацию окиси железа, обладающего магнитным свойством.

По существу маггемитизация является переходным этапом общего процесса окисления, а маггемит—его промежуточный продукт при окислении магнетита в гематит.

Таблица 8

Межплоскостные расстояния браунита рудопроявлений Армянской ССР

Сваранц*) 1		Саринар*) 2		Кармрашен по П. Ф. Андрущенко (1978)	
1	d/n	1	d/n	1	d/n
5	2,840	—	—	—	—
10	2,700	10	2,710	8	2,710
—	—	2	2,540	—	—
2	2,340	4	2,340	—	—
2	2,150	4	2,150	7	2,150
9	1,661	9	1,665	5	1,667
6	1,420	5	1,418	3	1,420
3	1,364	4	1,350	—	—

* По Яшвили Л. П. 1—данные результатов электронографического анализа, аналитик Мхитарян Р. Г.; 2—данные рентгеноструктурного анализа. Условия съемки: $\text{Cu}\alpha$ -антикатод, экспозиция 18 ч., диаметр камеры 57,3, диаметр столбика $d=0,5$.

Маггемит—неустойчивая, кубическая модификация окиси железа. Переход кубической модификации окиси железа ($\beta\text{-Fe}_2\text{O}_3$) в более устойчивую—ромбоэдрическую ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) легко совершается при температурах 210—500° (Бетехтин А. Г., 1950).

Кристаллическая структура маггемита подобна структуре шпинели. Образует неправильной формы выделения: пятна, изометрические и удлиненные зерна, а также полоски, каемки и концентрические зоны с извилистыми контурами и коррозионными очертаниями.

Твердость маггемита, определяемая по методу сравнения рельефа на зернах (расположенных рядом с зернами магнетита и гематита), заметно выше, чем у магнетита, но ниже, чем у гематита.

Изотропен, иногда проявляет слабую анизотропность. Сильно магнитен. Хрупок. Полируется по сравнению с магнетитом и гематитом лучше. Макроскопически маггемит очень похож на магнетит и трудно отличается от него. В железных рудах маггемит устанавливается только под микроскопом (в отраженном свете) и то в хорошо отполированных шлифах.

Под микроскопом цвет маггемита светло-серый с голубоватым оттенком, легко отличается от магнетита, обладающего буроватым оттенком и от гематита, имеющего сравнительно высокую отражательную способность.

Маггемит по химическому составу и физическим свойствам (твердость, магнитная восприимчивость) занимает промежуточное положение между магнетитом и гематитом.

В иммерсии цвет маггемита синевато-серый, серо-синий с буrowатыми рефlekсами. Стандартные реактивы не действуют; при травлении HCl маггемит не травится, между тем магнетит бурет. Для маггемитов характерны структуры замещения, выраженные главным образом каемками вокруг зерен магнетита, а также венчиковыми и скелетными структурами замещения.

Наиболее полные диагностические признаки, позволяющие быстро и достоверно установить маггемит и его четкие различия от магнетита и гематита, приведены в сравнительной таблице Л. Н. Овчинникова (1953), составленной по данным личных исследований и литературных источников (табл. 9).

Общепризнано, что маггемит образуется в зоне окисления железорудных месторождений как промежуточный продукт при переходе магнетита в гематит. В некоторых железорудных месторождениях фиксируются факты образования маггемита в гидротермальную стадию после мушкетовитизации гематита (Овчинников Л. Н., 1953; Павлов Н. В., 1957).

На территории Армянской ССР маггемит был установлен Г. Б. Межлумяном в железных рудах Цакери-Дошского (Кохбского), Базумского, Разданского и Агарцинского месторождений.

Микроскопическое изучение показало, что маггемит развит в окисленных железных рудах перечисленных месторождений и тесно ассоциирует с магнетитом, гематитом и их псевдоморфными минералами. В них маггемит имеет неодинаковый характер развития и распространения. Содержание маггемита в этих рудах колеблется в широких пределах—от единичных зерен, т. е. частичного замещения магнетита маггемитом до образования полных псевдоморфоз.

Маггемит наиболее широким развитием пользуется в мушкетовитизированных магнетит-гематитовых рудах месторождения Цакери-дош. Здесь при частичном замещении магнетита маггемитом последний представлен мелкими пятнами, формами скелетных структур, реже полосок, каемок по периферии, а также по центральным частям зерен мушкетовитизированного магнетита различных размеров (от едва различимых при больших увеличениях под микроскопом вплоть до десятых долей миллиметра, реже до 0,7—0,9 мм). Наблюдались случаи, когда мелкие зерна магнетита полностью замещаются маггемитом, при этом повторяя агрегатные формы замещаемого минерала—удлиненные и продолговатые выделения в ассоциации с мушкетовитом.

В скарновых железных рудах Базумского и Разданского месторождений маггемит резко отличается по характеру и форме

проявления. Маггемит имеет весьма неравномерное распространение и ассоциирует с магнетитом и мартитом. Здесь маггемит образует более или менее изометрические зерна и развивается как по центральным частям магнетита, так и по трещинам и периферии последнего. Очень часто зерна магнетита окаймляются мельчайшими многочисленными выделениями маггемита в виде каемки с неровной границей.

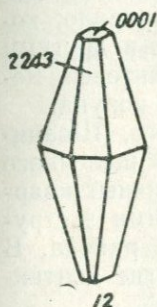
Таблица 9

Сравнительная таблица свойств минералов железа (по Л. Н. Овчинникову)

Свойства	Магнетит	Маггемит	Гематит
Химический состав	Fe_3O_4	$\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$	Fe_2O_3
Сингония	Кубическая	Кубическая	Тригональная
Размер элементарной ячейки	8,37Å	8,42Å	5,42Å
Удельный вес	5,00	4,95	5,26
Твердость по Моосу	5,5—6,5	6,0	5,5—6,5
Относительная твердость в шлифе по световой полоске	Наименьшая	Средняя	Наибольшая
Цвет	Железо-черный	Темно-стально-серый	Темно-стально-серый
Цвет в отраженном свете (при совместном нахождении)	Буровато-серый	Светло-серый	Белый
Отражательная способность	18%	22%	25%
Отношение к поляризации свету	Изотропен	Слабо анизотропен	Сильно анизотропен
Магнитность	Сильно магнитен	Магнитен	Не магнитен
Черта	Черная	Коричневая	Вишневая
Травление	$\text{HCl}+$	Все обычные реактивы не действуют	

Корунд— Al_2O_3 . Химический состав: Al—53,2%, O—46,8%; в виде примеси железо, хром и др.

Корунд относится к $\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$ тригональной сингонии, обычно образует довольно крупные (3—4 см) боченковидные кристаллы псевдогексагонально-бипирамидального габитуса (рис. 8) с хорошо развитыми гранями призмы (1120) и дипирамиды (2241). Характерна косая штриховка на гранях. Спайность отсутствует, но развита отдельность по пинаконду (0001).



Цвет желто-зеленоватый, зеленовато-синий и темно-синий. Характерна и вариация цвета в кристаллах—от синего в центральной части к зеленоватой, затем грязно-желтой по периферии. Одноосный отрицательный, иногда $-2v=15-20^\circ$. Показатели преломления: а) желто-зеленый корунд

Рис. 8. Форма кристалла корунда из сел. Калер. По Б. М. Меликсетяну.

$N_e=1,764\pm 0,003$, $N_o=1,758\pm 0,003$. б) синий корунд $N_e=1,752\pm 0,003$, $N_o=1,747\pm 0,003$; двупреломление $N_e-N_o=0,006$.

Таблица 10

Межплоскостные расстояния корунда*

l	d/n	l	d/n	l	d/n
1	4,29	2	(1,917)	5	1,239
3	3,51	5	1,734	2	(1,191)
2	3,37	10	1,596	3	(1,149)
1	(2,838)	1	(1,544)	3	1,126
6	2,548	3	1,510	5	1,080
4	2,386	8	1,404	10	1,045
8	2,086	10	1,373	10	0,999

* Анализ выполнен в лаборатории ИГН АН АрмССР Э. Х. Хуршудян. Условия съемки: Fe-антикатод, камера РКД, $D=57,3$, $d=0,3$. Экспозиция 2,5 ч. Исправление по особому снимку смеси с NaCl.

На основании рентгенометрических данных (табл. 10), рассчитанные параметры следующие: $a_0=4,754\text{\AA}$, $c_0=12,940\text{\AA}$.

Для химического состава корунда характерны: Be (0,01—0,03%), Ga (0,1—0,2%), Li (0,001%), Y (0,003%). Из других примесей для синего корунда более характерны повышенные содержания Fe (3%), Ti (0,5%), Mn (0,03%), а для желто-зеленого Cr (0,001%), Ni (0,001%) и Ca (1—3%).

Обращает на себя внимание широкое развитие синего корунда (сапфира) в пегматитах и экзоконтактовых метасоматитах.

Корунд весьма распространенный минерал щелочных фельдшпатоидных пегматитов, но особенно широко развит в группе полевошпатовых пегматитов в составе позднего мусковит-корундового замещающего комплекса. В некоторых пегматитах (с. Калер) содержание корунда достигает 20—30%. Как правило, корунд ассоциирует с мусковитом, ганитом, шпинелью и другими редкометалльными минералами. В щелочных экзоконтактовых метасоматитах также широко распространен сапфировый корунд.

Из месторождений укажем пегматиты Калерского, Шванидзорского поля Мегринского плутона и Тежсарского щелочного комплекса. Корунд также весьма характерен для вторичных кварцитов, связанных с гранитоидными и субвулканическими экзотрипами Зангезура, Памбака и Базумского рудного района. В последнее время описаны корундовые роговики и другие контакто-метасоматические проявления.

Гематит— Fe_2O_3 . Сингония тригональная, характерны ромбоэдрические и таблитчатые укороченные кристаллы и их сростки; часто встречаются (10 $\bar{1}$ 1), (10 $\bar{1}$ 4) и пинакоиды (0001) и другие комбинационные формы кристаллов.

Гематит обычно образует чешуйчатые, листоватые и пластинчатые агрегаты и плотные сплошные скрытокристаллические массы.

Пластинки и чешуйки гематита часто изогнуты и деформированы (рис. 9), вследствие тектонического воздействия, образуя радиально-лучистые, сноповидные, концентрически-слоистые, а также оолитовые и почковидные текстурные и микротекстурные разности. Нередко встречаются колломорфные выделения гематита в виде натечных образований, а также тонких каемок по периферии зерен магнетита (мартит по магнетиту) в окисленных мартитизированных магнетитовых рудах Базумского и Разданского скарных месторождений. Спайность не обнаруживается; гематит в тонких слоях просвечивает кроваво-красным цветом. Цвет на чешуйках и пластинках изменяется от железно-черного до стального-серого; цвет черты и порошка вишнево-красный. Блеск металлический, полуметаллический. Твердость 5,6 уд. вес 5,1. Отражательная способность (R) порядка 25%, двуотражение (ΔR) очень слабое, сильно анизотропен с синеватым и буроватым цветными эффектами. Двуотражение ясно заметно на границах зерен, а анизотропность отчетливо выражена в иммерсии. Оптически отрицательный. Спайность отсутствует.

В полированных шлифах в отраженном свете цвет гематита белый или светло-серый с голубоватым оттенком. Цвет во многом зависит от цвета и величины отражательной способности ря-

дом находящегося минерала. Иногда наблюдаются темно-красные внутренние рефлексy. В тончайших пластинках полупрозрачен; в проходящем свете гематит кроваво-красный. Рядом с магнетитом в аншлифах он выглядит более светлым, а с желтыми сульфидными минералами (халькопиритом и пиритом) приобретает сероватый оттенок. Обычно полируется хорошо, но некоторые разновидности полировке поддаются трудно. Относительная твердость выше, чем у магнетита и ильменита. Стандартные реактивы не действуют; растворяется в концентрированной HCl .

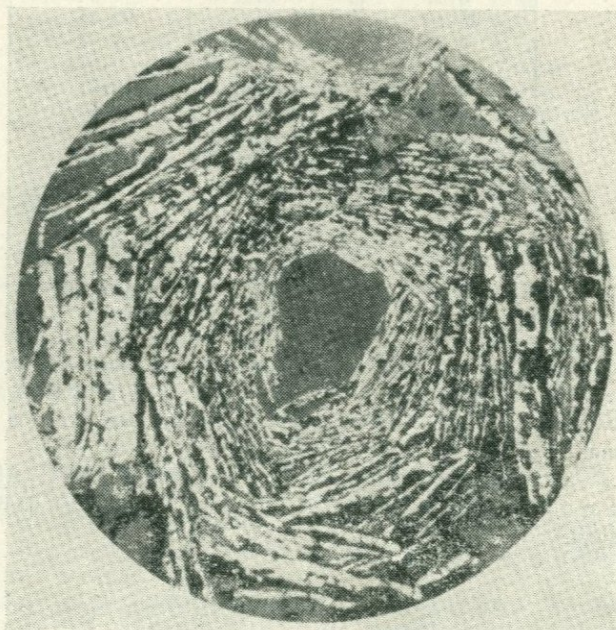


Рис. 9. Агрегат пластинчатых кристаллов гематита (hem) среди кварца (q). Полир. шлиф, увел. 240. Месторождение Каджаран. По А. С. Фарамазяну.

По химическому составу гематиты из различных месторождений и проявлений мало различаются. В химическом составе чистых гематитов содержание Fe_2O_3 колеблется в пределах 95,45—97,17%, а FeO —0,64—1,84% (табл. 11). В их составе содержатся 0,34—0,87% Al_2O_3 ; 0,27—0,66% SiO_2 ; 0,26—0,71% CaO ; 0,09—0,45% MgO ; в незначительном количестве—другие компоненты.

Таблица 11

Химические анализы гематитов из железорудных месторождений
и проявлений Армянской ССР

№№ проб Компоненты	402/75	64/64	1510/73	105/64
SiO ₂	0,50	0,27	0,65	0,66
TiO ₂	0,29	0,18	0,24	0,16
Al ₂ O ₃	0,57	0,43	0,34	0,87
Fe ₂ O ₃	96,40	97,17	95,45	96,79
FeO	0,87	0,75	1,84	0,64
MnO	н. о.	н. о.	0,57	0,02
CaO	0,26	0,49	0,71	0,24
MgO	0,09	0,24	0,45	н. о.
H ₂ O ⁻	0,16	0,05	0,05	н. о.
п. п. п.	0,03	0,07	0,19	н. о.
V ₂ O ₅	0,004	0,006	—	0,004
Cr ₂ O ₃	0,05	0,02	—	0,08
Na ₂ O	0,20	0,08	0,10	0,10
K ₂ O	0,04	0,06	0,15	0,15
S(общ.)	н. о.	н. о.	0,16	н. о.
Сумма	99,37	99,82	101,10	99,71

Наименование проб: № 402/75—гематит Цакери-дошского месторождения; № 64/64—гематит Ахундовского проявления; № 1510/73—гематит Сисимаданского проявления; № 105/64—гематит из железорудных скарнов Анкаванского проявления.

Анализы выполнены в химической лаборатории ИГН АН АрмССР: №№ 105/64 и 1510/73 аналитиком С. Г. Чаталян, а анализы 64/64 и 402/75—З. Ш. Гаспарян.

В этих же гематитах полуколичественные спектральные анализы постоянно показывают Mn, Ti, V, Zn, Ga, K, Cu и Ba, часто Ni (табл. 12). Спектральными анализами в гематите обнаруживаются: 0,0032% Zr; 0,00042% Ag и Pb, 0,0032% In (из Моллакишлакского проявления), 0,000032% Ag (из Мисханского проявления), 0,0032% Li (из Ахундовского проявления), 0,003% Mo (из Анкаванского проявления), 0,0032% W и 0,00075% Nb (из Цакери-дошского м-ния).

На территории нашей республики встречаются следующие разновидности гематита:

1) железная слюдка—слюдopodobная средне- и мелкочешуйчатая и пластинчатая разновидность на Боверигашском, Цакери-дошском, Мисханском, Сисимаданском и Еркати-Цакерском железорудных месторождениях;

Полуколичественные спектральные анализы гематитов из различных железорудных месторождений и проявлений Армянской ССР*

	64г.64	74 64	2511 73	104 64	402 75
Si	1—3	1,0	1,3	0,75	2,4
Al	0,1—0,3	0,13	0,3	0,24	0,32
Mg	0,03	0,56	0,03—0,1	0,013	2,4
Ca	0,03—0,1	0,42	0,3	0,56	0,0056
Fe	>10	>10	>10	>10	>10
Mn	0,001—0,003	0,42	0,3	0,75	0,0032
Ni	0,0003	0,0018	—	0,0024	0,0013
Ti	0,03—0,1	0,056	0,13	0,075	0,56
V	0,01	—	0,001	0,001	0,0024
Cu	0,01	0,0075	0,3	0,0013	0,042
Zn	0,003—0,01	0,0032	0,01	0,0032	—
Ga	0,001	0,0013	0,003	0,0018	0,0032
Ba	0,01	0,0042	—	0,042	0,0056
K	0,01	0,0042	—	0,1	0,1

* Наименование проб: № 64^г/64—гематит из Ахундовского проявления; № № 74/64 и 2511/73—гематит из Моллакишлакского проявления; № 104/64—гематит из Анкаванского проявления; № 402/75—гематит из Цакери-дошского месторождения. (Анализы выполнены в спектральной лаборатории ИГН АН АрмССР, аналитик Р. П. Заргарян).

2) спекулярит—тонкопластинчатый железный блеск на Арамздском проявлении гематитовых руд;

3) тонкочешуйчатая разновидность или так называемая железная сметана, жирная на ощупь, марают руки (Айриджурское месторождение гематитовых руд);

4) гематитовые розетки, представляющие собой сростки тонких пластинок гематита, расположенных зонально-концентрически вокруг пирита (Моллакишлакское проявление);

5) натечная жилкообразная разновидность гематита, где иногда по зальбандам жил и прожилков развивается лимонитизация (Ахундовское проявление).

Гематит относится к наиболее широко распространенным рудным минералам железорудных месторождений и проявлений.

В качестве главного рудослагающего минерала гематит во многих месторождениях (Бовери-гашское, Айри-джурское, Мисханское, Моллакишлакское, Еркати-Цакерское) образует, представляющие интерес, скопления гидротермального происхождения. Здесь он чаще всего ассоциирует с кварцем, кальцитом и пиритом, реже халькопиритом и лимонитом.

Гематит в значительном количестве присутствует в пирит-гематит-мушкетовитовых рудах (рис. 10), образующихся при окислительных условиях (Цакеридошское месторождение).

В скарновых железорудных месторождениях (Базумском, Ахавнадзорском, Разданском) в окислительных условиях в результате окисления магнетита образуется мартит (псевдоморфозы гематита по магнетиту).

На медно-молибденовых месторождениях гематит проявляется как в ассоциации с магнетитом, так и в виде отдельных зон гематитовой минерализации. Такие зоны гематитизации отмечаются на Каджаранском, Джиндаринском и Бугакарском месторождениях.

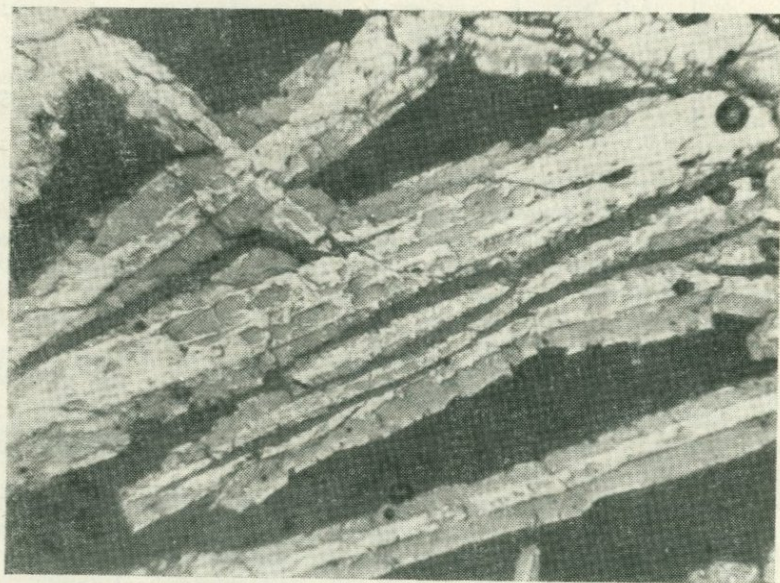


Рис. 10. Пластинчатый гематит (hem) замещается магнетитом (Mt), образуя мушкетовит (Much). Полинр. шлиф. увел. 450. Месторождение Каджаран. По А. С. Фарамазяну.

Гематит отмечается и в медно-молибденовых рудах. Нередко в медных рудах отмечаются пластинчатые кристаллы гематита, рассеянные в кварце и халькопирите. На Айгедзорском и Джиндаринском месторождениях гематит отмечается в рудах кварц-пиритовой ассоциации, где он развивается по пириту.

Сенармонтит— Sb_2O_3 , кубическая сингония. Встречается в виде зернистых масс. Твердость 2—2,5, уд. вес 5,5. Хрупкий, блеск смолистый до субалмазного. Бесцветный или серо-белый. Черта белая. Прозрачный.

В отраженном свете характеризуется низкой интенсивностью отражения—как лимониты и серым, темно-серым цветом.

Спектральными и микроспектральными анализами в минерале определены Sb (основа), Fe, Cu, Bi и др.

Сенармонтит установлен в рудах Зодского, Азатекского и Амасийского месторождений (Амирян Ш. О., 1974), где он развивается по антимониту и кермезиту. Нередко вторичные минералы псевдоморфно нацело замещают антимонит и отличаются друг от друга цветом, отражательной способностью и другими признаками. Вся перечисленная группа является продуктом окисления антимонитовых руд.

Валентинит— Sb_2O_3 , ромбическая сингония. Образует призматические, таблитчатые выделения или же зернистые агрегаты. Твердость 2,3—3, уд. вес 5,76. Блеск алмазный. Бесцветный до снежно-белого, нередко желтоватый, красноватый, серый, буроватый. Черта белая. Прозрачный.

В отраженном свете характеризуется низкой интенсивностью отражения и серым цветом.

В минерале спектральным и микроспектральным анализом кроме сурьмы установлены примеси меди, свинца, цинка, висмута, серебра, мышьяка, железа в количестве от 0,0001 до 0,01 процента.

Валентинит—обычный вторичный продукт в антимонитовых рудах Зодского, Азатекского и Амасийского месторождений (Амирян Ш. О., 1974), где он развивается по антимониту, кермезиту и другим сурьмянистым минералам. Ассоциирует с кермезитом, гидроменитом, сервантитом и сенармонтитом. Образует землистые, порошковатые массы, корки и нередко псевдоморфные выделения по антимониту.

Сервантит— Sb_2O_4 . Ромбическая сингония. Образует тонкие игольчатые кристаллы. Обычно в виде массивных агрегатов, корок или порошка. Твердость 4—5, уд. вес 6,64. Блеск жирный, перламутровый, а также землистый. Цвет серо-желтый, беловатый, красновато-белый. Черта светло-желтая, до белой. Прозрачный.

В отраженном свете характеризуется серым цветом и низкой интенсивностью отражения. Для окислов сурьмы характерна неоднородность состава. Отдельные компоненты характеризуются различной интенсивностью отражения, твердостью, цветом. Для них характерны бесцветные, желтые и бурые внутренние рефлексы.

Сервантит совместно с валентинитом, кермезитом, сенармонитом и нередко гидроромеитом установлен в зоне окисления антимонитовых руд Зодского, Азатекского и Амасийского месторождений, где они в основном развиваются по антимониту (Амирян Ш. О., 1974).

В рентгенограмме сервантита установлены следующие сильные линии: (10) 2,95; (9) 3,34; (6) 5,90; (5) 1,834; (5) 1,542; (4) 2,77; (4) 1,555; (4) 1,181.

Среди «сурьмяных охр» Зодского месторождения М. К. Чичинадзе установлен также гидроромеит. В рентгенограмме гидроромеита установлены следующие сильные линии: (8) 2,94; (10) 1,812; (9) 1,547; (5) 1,168; (5) 1,149; (5) 1,045. Он представлен двумя разновидностями по показателям преломления (N_1 1,714—1,710; N_2 = 1,625—1,674). Макроскопически это хрупкий минерал с восковым блеском, белым и желтоватым цветом.

Бисмит— Bi_2O_3 . Моноклинная сингония, в литературе известен как висмутовая охра и висмутовые цветы. Встречается в виде порошковатых, землистых масс, налетов и редко образует псевдоморфозы по висмутину. Цвет от серовато-зеленого до соломенно-желтого. Образуется при окислении висмутовых сернистых соединений и самородного висмута в тесной ассоциации с другими гипергенными минералами висмута.

В рудах Армянской ССР встречается в зоне окисления золоторудных (Зод, Меградзор, Тей и др.) и полиметаллических (Рудное поле Азатека, Арманис и др.) месторождений в тесной ассоциации с гипогенными минералами висмута (висмутин, айкиннит, козалиит, матильдит, виттихенит самородный висмут и др.). По данным Ш. О. Амиряна (1974), бисмит в незначительных количествах установлен в Зодском и Меградзорском месторождениях в виде порошковатых и землистых масс в продуктах окисления золото-висмут-теллурических руд. Бисмит в рудах Армянской ССР практического значения не имеет.

Торианит— ThO_2 . Теоретический состав: Th—87,88%, U от 0 до 10—15%.

Торианит встречается в кварц-полевошпатовых альбит-мусковитовых замещенных пегматитах Мегринского плутона и Памбакского щелочного комплекса.

Образует кубические кристаллы (рис. 11) размером 0,3—0,5 мм, реже комбинации куба (100) и октаэдра (111), причем последние развиты слабо. Двойники по (111) очень редки. Грани кристаллов гладкие, блестящие. Цвет торианита бархатно-черный с буровато-черным оттенком. Блеск смоляной. Под микроскопом просвечивает красновато-бурый цвет. Изотропен, $N \geq 2,1$ —2,2. Нередко кристаллы торианита покрыты серо-желтыми пушистыми вторичными продуктами.

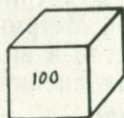
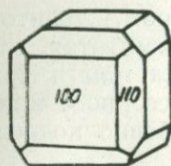


Рис. 11. Формы кристаллов ториянита. По Б. М. Меликсетяну.

Приближенно-количественные спектральные анализы подтверждают принадлежность ториянита из нефелинового пегматита к существенно ториевой разновидности, а из мусковит-полевошпатового пегматита — к ураноторияниту (табл. 14).

Таблица 13

Межплоскостные расстояния ториянита*

l	d n	l	d/n
3	3,551	2	1,372
10	3,219	9	1,276
1	3,060	9	1,243
5	2,785	5	1,180
1	2,466	10	1,134
4	2,167	10	1,069
10	1,967	4	1,034
5	1,852	4	1,020
10	1,675	3	0,982
2	1,607	8	0,939
2	1,403	5	0,878
3	1,390	3	0,835

* Анализ выполнен в лаборатории Львовского госуниверситета. Условия съемки: Fe α -антикатод, D=86, d=0,7. Эксп. 4,5 ч. Образец прокален t=850° в течение 3 часов. По Б. М. Меликсетяну.

Таблица 14

Химический состав ториянитов по данным спектральных анализов*

	Th	U	Ti	Mo	Nb	Cu	Pb	Sn	Zn	Y	Ce	Fe	Be
1	>10	3—5	0,02	0,001	0,2	0,02	1,0	0,001	0,06	0,3	0,03	3,00	0,001
2	≥10	1,0	1,0	0,001	0,6	0,01	0,3	0,001	0,01	0,1	0,05	1,0	0,003

* Спектральная лаборатория ИГН АН АрмССР, аналитик М. Я. Мартироян. 1. Ураноториянит из полевошпат-мусковитового пегматита. 2. Ториянит из нефелин-фельдшпатовидного пегматита.

Характерной особенностью состава редких элементов торянитов является высокое содержание радиогенного свинца (до 1,0%), железа и примеси церия и иттрия.

Торианит ассоциирует с циртолитом, пирохлором, торитом, флюоритом, эшинитом в калиевых и натриевых пегматитах, связанных с монзонит-сиенитовой фазой Мегринского плутона и Памбакского комплекса. Реже встречается в виде акцессорного минерала в граносиенитах, нефелиновых сиенитах, особенно подвергшихся метасоматическому изменению.

Уранинит— UO_2 . Состав: U—86,86%, Th от 0,5 до 10%, Σ Се 1—5%.

Встречается преимущественно в альбитизированных пегматитах и гранитах миоценового возраста, а также в слюдяных пегматитах, связанных с щелочными сиенитами (Мегринский плутон).

Уранинит образует кубические кристаллы (100), (110) (рис. 12). На гранях встречается тонкая штриховка, но чаще появляются землистые продукты изменения.

Цвет бархатно-черный, блеск металловидный. В проходящем свете просвечивает грязно-зеленым цветом. Изотропен. Показатель преломления очень высокий— $N > 2,5$.

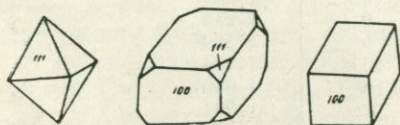


Рис. 12. Форма кристаллов уранинита. По Б. М. Меликсетяну.

Вычисленный (табл. 15) параметр элементарной ячейки, $a_0 = 5,515 \text{ \AA}$ больше эталонного ($a_0 = 5,454 \text{ \AA}$). Вероятнее всего это связано с вхождением атомов тория в решетку уранинита (Г. А. Сидоренко, 1952).

Таблица 15

Межплоскостные расстояния уранинита*

l	d/n	l	d/n
3	3,51	3	1,380
9	3,17	8	1,266
6	2,756	7	1,236
10	1,949	9	1,127
10	1,683	8	1,063
4	1,598	4	0,917

* Анализ выполнен в лаборатории Львовского госуниверситета. Условия съемки: Fea-антикатод, $D=86$ мм, $d=0,7$ мм. Образец прокален, $t=850^\circ$ 3 часа.

Данные спектральных анализов (табл. 16) подтверждают принадлежность мегринского уранинита к торийсодержащей разновидности—бреггериту.

Таблица 16

Химический состав уранинитов по данным спектральных анализов

	U	Th	Si	Cu	Mn	Ti	Pb	Ce	Y	Zr	Be
1	$\gg 10$	≥ 5	1—3	0,3—1	0,01	$\sim 1,0$	0,3	0,1	0,03	0,01	0,003
2	$\gg 10$	5—10	1—3	0,1—0,3	0,01	$\sim 1,0$	0,3	0,3	0,10	0,05	0,01

1. Уранинит из гранитного пегматита (р. Мюльк). 2. Уранинит из альбит-мусковитового пегматита.

Кроме того, в виде примесей присутствуют La, Sb, Bi, As. Характерными для Мегринского уранинита являются низкие содержания Ce, La, Y и высокие содержания тория.

Уранинит ассоциирует с бетафитом, обручевитом, гадолинитом, торитом, хризобериллом и ксенотимом в полевошпат-мусковитовых и фельдшпатовидных пегматитах и в самих гранитоидах Мегринского плутона.

Бадделейт— ZrO_2 . Теоретический состав: Zr—74%, O—26%, примеси: U—1,0%, Hf—1—3%, Th—0,2%, Nb—1,0%.

Бадделейт образует таблитчатые плоско-призматические кристаллы с хорошо развитыми гранями пинакоида и призмы (100), (110). Слабо развиты грани (210), (111), (112). Встречаются и более сложные комбинации кристаллографических форм, характерных для моноклинного псевдокубического класса симметрии (рис. 13). Размер кристаллов 0,3—0,8 мм. Иногда дает двойники по (100), (101). Очень характерна четкая вертикальная штриховка на гранях призмы. Спайность по (001) совершенная.

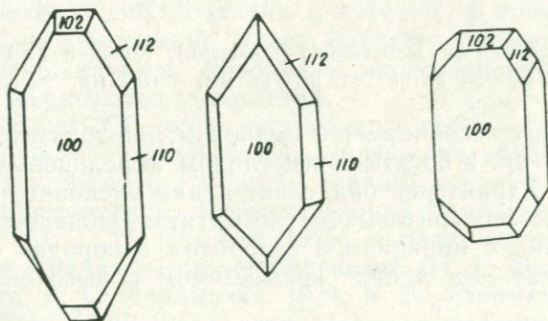


Рис. 13. Формы кристаллов бадделейта. По Б. М. Меликсетяну.

Цвет бадделита от золотистого и почти бесцветного до красновато-коричневого и темно-бурого, полупрозрачного. Блеск в изломе алмазный. В иммерсионных препаратах под микроскопом просвечивает светло-коричневым цветом с резким плеохронизмом от бурого (Np) до красно-коричневого по Ng.

Схема абсорбции: $Np > Nm > Ng$. Угол $c:Np = 10-12^\circ$. Удлинение отрицательное. Двуосный, отрицательный, $2v = 30^\circ$. Дисперсия осей $g > v$.

Показатели преломления $Ng = 2,18$, $Np = 2,09$. Двупреломление $= 0,07-0,1$.

Рентгенометрический анализ (табл. 17) показал его принадлежность к эталону (И. В. Михеев, 1957). Рассчитаны параметры элементарной ячейки: Мегри— $a_0 = 2,15$, $b_0 = 5,28$, $c_0 = 5,28$; Тежсар— $a_0 = 5,09$, $b_0 = 5,24$, $c_0 = 5,24$ Å.

Таблица 17

Межплоскостные расстояния бадделита*

Мегри		Тежсар		Мегри		Тежсар	
l	d/n	l	d/n	l	d n	l	d/n
—	—	2	5,09	4	1,559	7	1,546
3	3,76	5	3,65	7	1,496	4	1,509
10	3,21	10	3,18	—	—	6	1,425
4	2,94	10	2,85	5	1,335	5	1,323
7	2,64	6	2,62	4	1,230	6	1,270
—	—	2	2,34	—	—	2	1,159
5	2,20	5	2,22	—	—	2	1,103
—	—	5	1,998	4	1,034	3	1,034
10	1,842	10	1,849	4	0,998	2	1,9367
7	1,812	9	1,811	6	0,800	2	0,8860
4	1,640	6	1,692	9	0,853	3	0,8468
4	1,612	7	1,656	—	—	3	0,8060
—	—	4	1,592	—	—	—	—

* Рентгенограммы: Львовский ГУ (Мегри), Кочинян Г. Е. (Тежсар). Условия съемки: Cu—Ni антикатод, $2R = 86$ мм, $d = 0,7$ мм. Экспозиция 12 часов.

Бадделит ассоциирует с цирконом, циртолитом, пироксеном, вёлеритом и др. в богатых нефелином нефелиновых сиенитах и пегматитах. Характерен бадделит и для мусковитизированных, а также биотит-флюоритовых метасоматитов. Появление бадделита в парагенезисе с цирконом и вёлеритом в породах связано с недосыщенностью последних кремнеземом и высокой щелочнометальностью.

Широко развит в породах и пегматитах Тежсарского, в меньшей степени Шванидзорского щелочных комплексов.

Спектральный анализ бадделита устанавливает редкометалльные примеси в нем (табл. 18).

Таблица 18

Особенности химического состава бадделита по данным спектрального анализа.

Место- нахождение	Ti	Zr	Hf	Nb	Y	La	Ce	Yb	Sc	Th
1. Тежсар	0.2	>10	0.3	0.05	0.02	0.03	0.01	0.03	0.04	0.03
2. Мерри	0.06	>10	0.4	0.03	0.06	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01
3. Амзачиман	0.3	>10	0.5—1.0	0.15	0.01	0.06	0.03	0.01	0.03	0.03

Анализ выполнен в спектральной лаборатории ИГН АН АрмССР, аналитик М. Я. Мартиросян.

Кварц— SiO_2 . Тригональная сингония. Кристаллы характеризуются гексагональной формой, удлиненно-призматические, реже дипирамидальные. Встречается также в виде крупнокристаллических, сплошных, аллотриоморфнозернистых, скрытокристаллических агрегатов.

Спайность отсутствует. Твердость 7. Удельный вес 2,65—2,66. Существуют семь полиморфных разновидностей кремнезема, среди которых наиболее хорошо изучен и широко распространен α —кварц.

В полированных шлифах кварц характеризуется высокой твердостью и положительным рельефом, хорошей полировкой (полируется лучше, чем пирит и касситерит с аналогичной твердостью), низкой отражательной способностью ($R=4,5\text{—}4,6$), просвечиванием, идиоморфизмом, светлыми иризирующими внутренними рефлексами.

Кварц в природе имеет широкое распространение. Он встречается в магматических породах, пегматитах, пневматолитовых и гидротермальных месторождениях, в жилах альпийского типа, поствулканических образованиях и нередко в зоне гипергенеза сульфидных месторождений. Кварц является самым широко распространенным жильным минералом многочисленных гидротермальных сульфидных месторождений.

В Армянской ССР кварц установлен в пегматитах с наложенной сульфидной и теллуридовой минерализацией Калерского (Б. М. Меликсетян и др., 1960), в скарнах с наложенной молибденовой и железорудной минерализацией Анкаванского (А. И. Карапетян, 1961; Г. О. Пиджян, 1975) и Базумского месторождений, а также в рудах медно-молибденовой (И. Г. Магакьян, 1969; Г. О. Пиджян; А. С. Фарамазян, 1974; К. А. Карамян, 1978; А. И. Карапетян, 1944, 1959, 1961), серно-медно-колчеданной (И. Г. Магакьян, 1947; Э. А. Хачатурян, 1977; Р. Н. Зарьян, 1963; В. О. Пароникян, 1967); полиметаллической (И. Г. Магакьян, 1969; В. О.

Пароникян, 1957; Ш. О. Амирян, А. Г. Акопян, 1963; Р. Н. Зарьян, 1963); золоторудной (Ш. О. Амирян, 1960—1978; А. И. Карапетян, 1961); ртутной (Г. О. Пиджян, 1957; И. Г. Магакьян, 1969) и антимонитовой формаций. Широко отмечается кварц в грейзеновых образованиях у села Аравус и турмалиновых жилах у села Аткиз (К. А. Карамян).



Рис. 14. Волокнистый агрегат кварца. Прозрачный шлиф, увел. 60. Место-рождение Калер. По К. А. Карамяну.

В рудах отмеченных формаций различаются молочно-белый, голубоватый, фиолетовый, розовый, темный, водяно-прозрачный, полупрозрачный, дымчатый, фарфоровидный, волокнистый типа кварца, (рис. 14), халцедоновидный кварц и опал. В качестве жильного выполнения кварц образует мощные жилы (до 1,5—2 м), прожилки, гнезда, линзы, карманы, друзовые скопления. Халцедон проявляется в виде прожилков, желваков, натечных образований с бугорчатой поверхностью. Опал образует натечки и сплошные массы. Взаимоотношения кварца с другими жильными минералами различное, но основная его часть образуется раньше, чем другие жильные и рудные минералы. Главная масса кварца выпадает в дорудный период, в виде крупных, почти мономинеральных кварцевых жил. Другая часть образуется в самых различных парагенезисах минералов, где он опять-таки является ранним минералом.

Незначительная часть кварца совместно с карбонатами, цео-

литами, баритом, ангидритом и гипсом нередко образуется в трудных стадиях гидротермального рудообразования. Нередко в виде халцедона, опала и в кристаллическом виде кварц находится также в окисленных рудах, где он участвует в сложении ячеистых коробчатых структур лимонитов (Зод, Тандзут, Азатек, Кафан, Алаверди и др.).

С рудными и нерудными минералами образует разнообразные ассоциации: кварц-полевошпатовую (Каджаран, Анкаван, Айгедзор, Калер и др.), кварц-гранат-эпидот-скаполитовую (Базум), кварц-пиритовую (Каджаран, Анкаван, Кафан, Алаверди, Тей, Арманис, Шаумян, Меградзор и др.), кварц-молибденитовую (Каджаран, Айгедзор, Техут и др.), кварц-пирит-халькопиритовую (Кафан, Алаверди, Шамлуг, Меградзор, Тей, Арманис, Шаумян, Газма, Гегарчин и др.), кварц-пирит-сфелерит-арсенопиритовую (Зод, Тей), золото-кварцевую (Капутсар, Зод), кварц-карбонат-полиметаллическую (Газма, Аткиз, Ахтала и др.), кварц-карбонат-золото-полиметаллическую (Зод, Тей, Меградзор, Шаумян, Арманис и др.), золото-теллутовую (Зод, Меградзор, Калер и др.), кварц-золото-шеелитовую (Маргаовит), кварц-карбонат-халькопирит-халькозин-энаргит-борнитовую (Анкаван, Арчут), кварц-теннантит-энергитовую (Кафан), кварц-карбонат-антимонитовую (Азатек), кварц-сульфоантимонитовую (Азатек, Софи-бина), кварц-баритовую (Акори, Ераванк и др.), кварц-ангидрит-гипсовую (Техут), кварц-карбонатную (Каджаран, Зод, Кафан, Газма, Тей и др.), кварц-цеолитовую (Тей, Арманис) и другие.

В перечисленных ассоциациях кварц отличается агрегатным состоянием, цветом, примесями и ассоциирующими минералами. Среди всех разновидностей преобладающим является молочно-белый кварц, которым сложены дорудные кварцевые жилы. Такой кварц крупнозернистый, трещиноватый, нередко рассланцован. Размер самостоятельных кристаллов составляет нередко 2—3 см в длину. По деформированному, катаклазированному и нередко разложенному кварцу развиваются продукты поздних рудных стадий минерализации.

Кварц, сопровождающий рудную минерализацию, обычно темного цвета, дымчатый, массивный и с многочисленными примесями рудных элементов.

Водянопрозрачный, полупрозрачный кварц обычно проявляется в ассоциации карбонатов, барита, ангидрита, гипса и цеолитов.

В зависимости от способа образования агрегаты кварца имеют различный облик. В открытых трещинах и полостях, в результате простого выполнения или свободной кристаллизации образуются гребенчатые, друзовые, крустификационные агрегаты. В жилах и зонах, образованных путем метасоматического замеще-

ния, преобладают массивные, сливные, агрегаты с многочисленными включениями пород. Нередко кварц и халцедон заполняют пустотки колломорфного опала.

Ранние генерации кварца характеризуются структурами грауляции, каталаза и расщелачивания, а поздние и более низко-температурные—скрытокристаллическими, тонкокристаллическими и нередко колломорфными структурами. Часто в кварце встречаются газовой-жидкие включения.

К. А. Карамяном и О. Г. Маданяном (1968) были исследованы температура кристаллизации кварца минеральных ассоциаций Каджаранского месторождения и получены следующие значения температур: 1. кварц-магнетитовая—520—460°; 2. кварц-полевошпатовая—460—430°; 3. кварц-молибденитовая—360—315°; 4. кварц-молибденит-халькопиритовая—280—260°; 5. кварц-халькопиритовая—315—295°; 6. кварц-пиритовая—220—200°; 7. кварц-сфалерит-галенитовая—300—270°; 8. кварц-карбонатная—215—190°; 9. халцедоновая—190—170°; 10. ангидрит-гипсовая—60—50°.

Пиролоюзит— MnO_2 . Кристаллизуется в тетрагональной сингонии. Теорет. состав: MnO_2 (Mn 63,19%) (Минералы, 1965).

В рудах Армянской ССР широко развит пиролоюзит как гипогенного, так и гипергенного происхождения.

Гипогенный пиролоюзит макроскопически представляет собой кристаллический (иногда скрытокристаллический) агрегат темно-серого до черного цвета с металлическим блеском. Образует длинно- и короткопризматические агрегаты, часто радиально-лучистого строения. В пустотах встречается в виде игольчатых образований, с длиной игл до 10—15 мм. На хорошо развитых относительно крупных кристаллах при увеличении отчетливо наблюдается совершенная спайность по (110).

Удельный вес кристаллического пиролоюзита из Севкар-Саригюхского месторождения по определениям Саркисяна С. П., составляет 4,62.

Гипергенный пиролоюзит образует землистые или плотные скрытокристаллические агрегаты черного цвета, преимущественно матовые, но иногда и с полуметаллическим блеском. Образуется в зоне окисления за счет манганита и гидроокислов марганца.

Под микроскопом в полированных шлифах пиролоюзит белого цвета, с характерным кремово-желтым оттенком. Отражательная способность умеренная—30—33%; двуотражение сильное; эффекты анизотропии яркие с цветовыми эффектами от кремово-желтого до фиолетово-серого. В иммерсии отражательная способность сильно снижается, двуотражение и анизотропность усиливаются. Внутренних рефлексов нет.

Пиролоюзит чаще образует сплошные мелкозернистые массы. Относительно крупные зерна обладают трещинами по плоскостям

спайности, что создает характерную для пиролюзита паркетовидную структуру (рис. 15). Часто образует метаколлоидные структуры с радиально-лучистым строением.

В полированных шлифах пиролюзит очень хорошо травится 8% H_2SO_4 . Под электронным микроскопом после травления полированного шлифа 8% H_2SO_4 выявляется шестоватое строение. Длина «шестов» колеблется в пределах 1—10 μ .

Данные результатов термического анализа пиролюзитов различных генераций из Севкар-Саригюхского месторождения приведены на рис. 16. На термограмме «в» «пиролюзитовый» эффект смещен несколько вправо. Кроме того, здесь отмечается экзотермический эффект при 280°, что говорит о гипергенном происхождении исследуемого образца.

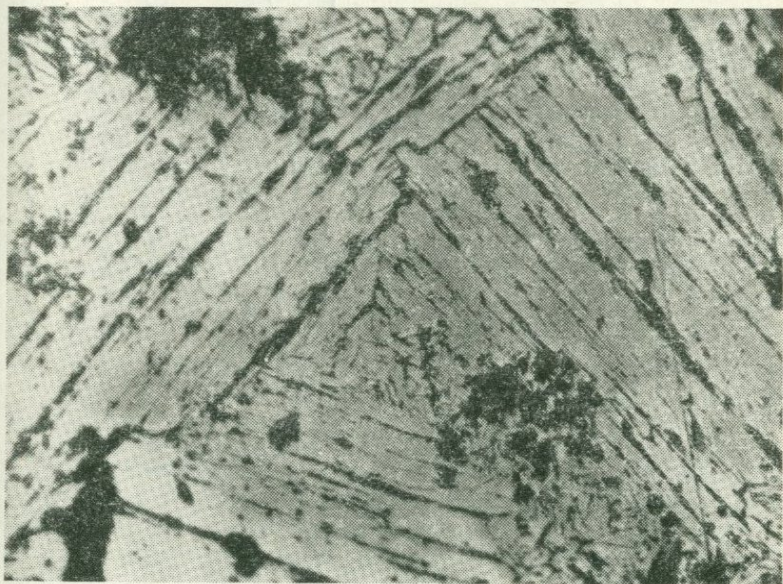


Рис. 15. Пиролюзит-полианит «паркетовидного» строения. Полир. шлиф, увел. 200. Севкар-Саригюхское месторождение. По Л. П. Яшвили.

Данные рентгеноструктурного анализа различных агрегатных форм пиролюзитов из Севкар-Саригюхского месторождения приведены в табл. 19.

На рис. 17 приведены данные спектрального анализа мономинеральных фракций пиролюзита как гипогенного, так и гипергенного. Повышенное для пиролюзита содержание кремнезема, Са, Fe следует отнести за счет недостаточной чистоты отобранной

фракции. Почти во всех пробах присутствуют Ba, Ni, Co, Ti, V. Эти примеси для пиролюзитов из месторождений и проявлений территории Армянской ССР весьма характерны.

Химические анализы игольчатого гипогенного пиролюзита из Севкар-Саригюхского месторождения дают следующие результаты (в %): MnO_2 —88,57; MnO —6,5; Fe_2O_3 —0,55; CoO —1,58; SiO_2 —1,78; P_2O_5 —0,03.

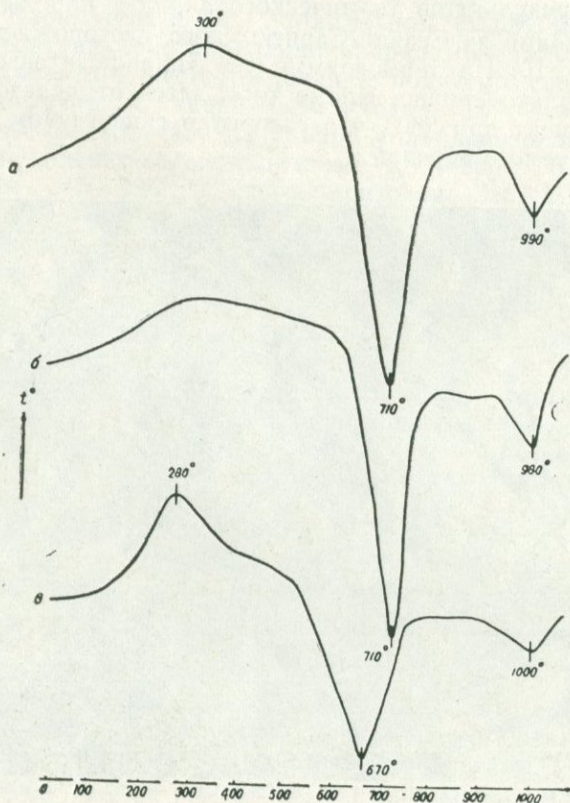


Рис. 16. Кривые нагревания пиролюзита: а) радиально-лучистого; б) шестоватого пиролюзит-полианита; в) из зоны окисления. Севкар-Саригюхское месторождение. По Л. П. Яшвили.

Гипогенный пиролюзит на территории Армянской ССР широко развит в первично-окисных эксгальационно-осадочных и гидротермальных рудах Севкар-Саригюхского, Калачинского, Котигехского месторождений (Яшвили, 1980).

На Севкар-Саригюхском месторождении является главным рудообразующим минералом эксгальционно-осадочного, эксгальцион-но-гидротермального и собственно гидротермального типов руд. Здесь выделяются две генерации пиролюзита. Пиролюзит ранней генерации образует скрытокристаллические почковидные выделения среди кремнистой массы. Размер почек колеблется от долей миллиметра до 2—3 см в поперечнике. Образуется в тесной ассоциации с рамсделлитом.

Таблица 19

Межплоскостные расстояния и относительная интенсивность дифракционных линий на дебаеграмме пиролюзита*

Севкар—Саригюхское месторождение							
Почки радиально-лучистого строения		Игольчатые разности		Плотный скрытокристаллический		Землистый скрытокристаллический	
l	d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n
3	3,42	1	3,40	—	—	2	3,40
10	3,12	10	3,12	10	3,11	10	3,12
6	2,40	7	2,40	3	2,40	7	2,40
—	—	—	—	—	—	—	—
4	2,11	5	2,12	5	2,10	5	2,105
1	1,968	1	1,970	—	—	2	1,967
6	1,620	7	1,619	7	1,618	8	1,622
5	1,555	4	1,560	—	—	4	1,553
2	1,430	2	1,438	3	1,433	4	1,431
—	—	—	—	—	—	—	—
7	1,302	8	1,303	8	1,300	4	1,301
3	1,065	2	1,050	—	—	4	1,054
—	—	1	1,038	—	—	1	1,036

* Лаборатория ИГН АН АрмССР. Аналитик Н. В. Ревазова. Условия съемки $Fa, \beta, D=57,3$, шарик. Эксп. 10 ч.

Пиролюзит поздней генерации на Севкар-Саригюхском месторождении образует прожилки, выполняет трещины усыхания в агрегатах пиролюзита ранней генерации, часто встречается в пустотах в виде шестоватых и игольчатых агрегатов радиально-лучистого строения. В отдельных случаях длина иголок достигает 3 см. Образуется также в виде щеток и обрамляющих корок на почках, сложенных манганитом и криптомеланом.

На Кармрашенском, Сваранцском и Саринарском проявлениях гипогенный пиролюзит имеет ограниченное развитие. Выпадает в небольшом количестве в поздние стадии процессов рудоот-

ложения. Образует главным образом прожилки, гнезда, вкрапления среди вмещающих марганцевые руды кремней.

Гипергенный пиролюзит широко развит в зоне окисления всех марганцевых месторождений и проявлений. Кроме того рас-

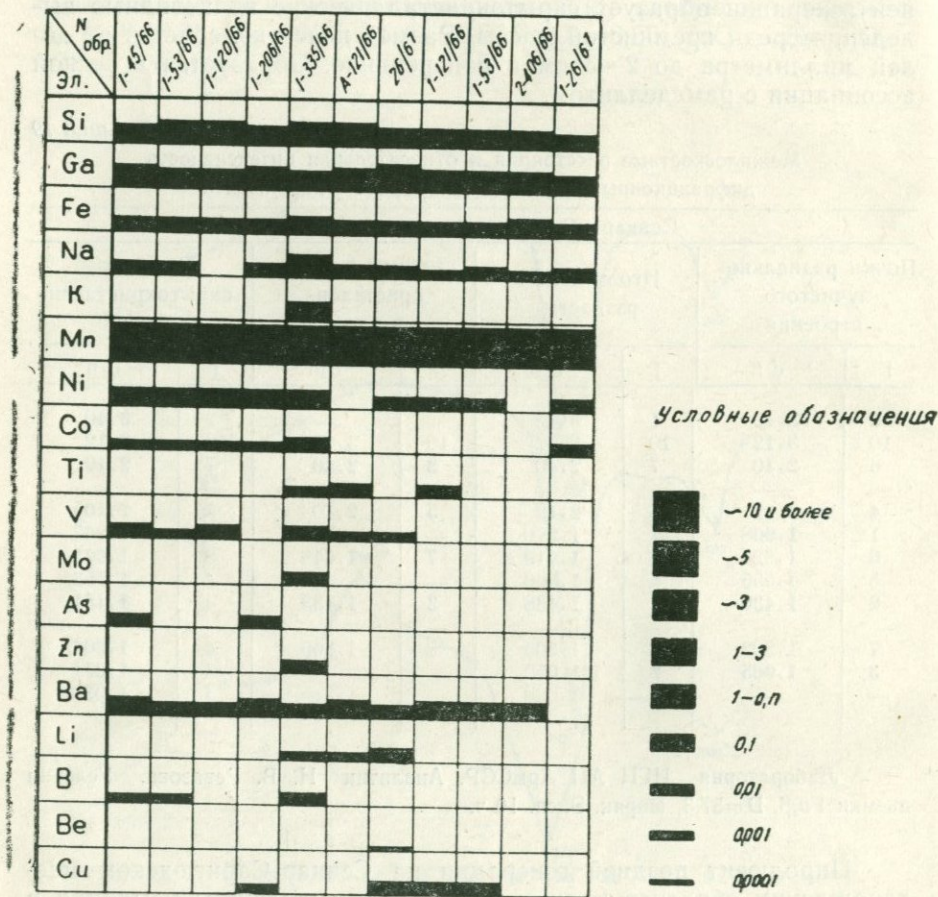


Рис. 17. Распределение элементов в чисто отобранных пробах пиролюзита из Севкар-Саргиухского месторождения. По Л. П. Яшвили.

пространен на некоторых медно-молибденовых (Агарак) и полиметаллических (Газма, Азатек, Гюмушхана) месторождениях (Яшвили и др., 1977). Во всех случаях развивается за счет марганита и гидроокислов марганца. Реже замещает браунит и гаус-

манит (Сваранцское, Кармрашенское и Саринарское проявления).

Рутил— TiO_2 является наиболее распространенной и устойчивой модификацией двуокиси титана. Сингония тетрагональная, образует мелкие короткопризматические и игольчатые кристаллы (в древних метаморфических сланцах), а во вторичных кварцитах района Сваранцкого железорудного месторождения—сплошные зернистые массы и хорошо ограненные призмы (рис. 18) с характерными формами (110), (100) и (111), размером 5—10 мм, иногда до 15—20 мм по длинной оси.

Рутил во вторичных кварцитах макроскопически характеризуется темно-коричневым до железо-черного цветом, алмазным, а на гранях хорошо образованных кристаллов, металлическим блеском. Цвет черты желтовато-коричневый, твердость 6, излом неровный, раковистый. Уд. вес 4,3, хрупок, спайность средняя, немагнитен. Стандартные реактивы не действуют и в кислотах не растворяется; с трудом растворяется в смеси HF и H_2SO_4 . Легко растворяется в сплаве KF и HF .

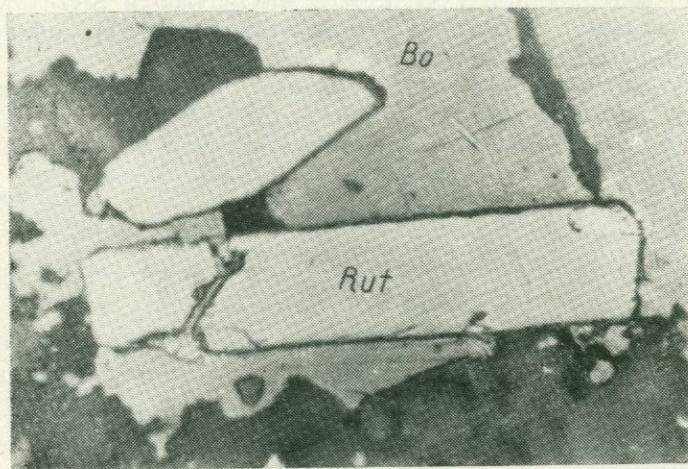


Рис. 18. Столбчатые кристаллы рутила (Rut) среди борнита (Bo). Полир. шлиф, увел. 300. Месторождение Дасстакерт. По К. А. Карамяну.

В проходящем свете цвет рутила красновато-бурый, полупрозрачный, рельеф высокий, в тонких шлифах светло-коричневый, заметно плеохроирует. Оптически одноосный, положительный, имеет высокие показатели преломления: $N_e=2,901$; $N_o=2,615$. Двупреломление высокое— $N_e-N_o=0,286$.

В отраженном свете диагностические признаки следующие: отражательная способность (R) около 20%, двуотражение (ΔR) слабое, легко устанавливается на гранях двойников, значительно отчетливее в иммерсии.

Цвет серовато-белый со слабым сиреневатым оттенком. Анизотропия заметная¹. Внутренние рефлексы оранжево-красные. Характерны полисинтетические и тонкополисинтетические двойники.

Рутил хорошо поддается полировке; на полированной поверхности сплошной зернистой массы наблюдаются ямки выкрошивания.

В полированных шлифах по трещинкам раздробленных зерен, а также по трещинкам спайности устанавливается проникновение пирита. Относительный рельеф рутила приближается к пириту, несколько меньше, чем у последнего.

По химическому составу рутил Сваранцкого месторождения приближается к теоретическому составу² (табл. 20). Как видно из таблицы, охарактеризованный рутил отличается сравнительно высоким содержанием FeO, Fe₂O₃, Al₂O₃, CaO и SiO₂. Химическим анализом³ в составе рутила (проба № 21) обнаружено 1,0% Nb и 0,62% V₂O₅.

Полуколичественные спектральные анализы в нескольких пробах рутила показали 0,1—0,3% V; 0,1—1,0% Nb, 0,1—0,5% Zr; 0,03—1,0% Ca, а в единичных пробах 1% V и 3% Fe (табл. 21).

Таблица 20

Химический анализ рутила района Сваранцкого железорудного месторождения (Хартидзор)*

Окислы	№ 310	Окислы	№ 310
SiO ₂	1,08	MgO	не обн.
TiO ₂	93,01	H ₂ O ⁻	не обн.
Al ₂ O ₃	1,77	п. п. п.	не обн.
Fe ₂ O ₃	1,11	P ₂ O ₅	0,09
FeO	2,58	Na ₂ O	0,07
MnO	не обн.	K ₂ O	сл.
CaO	1,22	Сумма	100,99

* Хим. лаборатория ИГН АН АрмССР, аналитик А. К. Иванян.

¹ Отчетливая анизотропность наблюдается по границам двойникового.

² Химические анализы двух проб рутила, отобранного под бинокулярной лупой, показали содержание TiO₂ в среднем 99,35%.

³ Химические и спектральные анализы произведены в соответствующих лабораториях ИГН АН АрмССР.

Таблица 21

Полуколичественные спектральные анализы рутила
района Сваранского месторождения (ущелье Хартидзор), в %

Эле- менты	310 ^д	310 ^с	310	21	310 ^и	310/79	310 ^а	21 ^а
Si	0,3—1,0	10	0,3—1,0	0,3	1,0	1,0	1—3	0,3
Al	1,0	3,0	1,0	1—3	0,3—1,0	1,0	1,0	1,0
Mg	0,1—0,3	0,03	0,1—0,3	0,03—0,1	0,1	0,1—0,3	0,1	0,3
Ca	0,03—0,1	0,03—0,1	0,03—0,1	0,3—0,1	0,03—0,1	0,1	0,1	0,03—0,1
Fe	1,0	1,0	1,0	1,0	3,0	0,3—1,0	3,0	0,3—1,0
Mn	0,01	0,003—0,01	0,003	0,001	0,003	0,003—0,01	0,01	0,001
Ni	0,003	0,003—0,01	0,003	—	—	—	—	—
Ti	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10
V	0,1	0,3	0,3	0,1—0,3	0,1—0,3	1,0	0,1—0,3	0,1—0,3
Zr	0,01	0,01	0,01—0,03	0,1—0,3	0,1—0,3	0,1—0,3	0,3—0,5	0,03—0,1
Nb	0,1	0,1	0,1—0,3	0,3—1,0	0,3	0,1—0,3	0,3—1,0	0,03—0,1
Cu	0,01—0,03	0,2—1,0	0,01—0,03	0,001	0,001—0,003	0,1—0,3	0,01—0,03	0,0003
Sn	0,003—0,01	0,01	0,01—0,03	0,01	0,003	0,003	0,0003	—
Gr	—	0,003	—	0,01—0,03	0,01(?)	—	—	—
						—	0,003—0,01	—

Примечание: спектральные анализы в двух разных пробах показали 0,01—0,03% Hf, 0,03% Ta и 0,01% Zr, в единичных пробах—0,001% Ga, 0,01—0,03% Pb, 0,1% Sb и 0,03% Sr.

На территории Армянской ССР скопления рутила, представляющие интерес, известны в двух пунктах: во вторичных кварцитах района Сваранцского железорудного месторождения, в среднем течении р. Сваранц, в ущелье Хартидзор и в эопалеозойских метаморфических сланцах (Арзаканское и Чкнахское проявления).

Оруденение рутила участка Хартидзор приурочено к верхне-сантонским вторичным кварцитам и представлено мелкой вкрапленностью, линзочками, гнездами и невыдержанными жилами размером 10—15 см.

Рутил концентрируется главным образом в серицит-андалузитовой и серицит-андалузит-кварцевой фациях вторичных кварцитов. В этих фациях рутил ассоциирует с пиритом и цирконом. По-видимому, вышеприведенная высокая концентрация циркония связана с механическими примесями циркона в анализируемом рутиле.

Таблица 22

Межплоскостные расстояния* рутила (проба № 310)
района Сваранцского железорудного месторождения (Хартидзор)

I	dz/n	l	dz/n
9	3,281	3	1,145
8	2,497	4	1,091
1	2,292	4	1,081
7	2,196	3	1,041
2	2,051	2	0,905
10	1,687	2	0,897
8	1,619	2	0,888
4	1,474	2	0,875
4	1,451	5	0,842
8	1,357	3	0,828
5	1,346	4	0,818
3	1,170		

* Анализ выполнен в рентгеноструктурной лаборатории ИГН АН АрмССР С. Геворкян. Условия съемки: Cu—Ni, D=57,3, d=0,5 мм, эксп. 5 ч.

Рутиловое оруденение во вторичных кварцитах приурочено к вулканогенным породам в контакте их с гранодиоритами и генетически связано с гидротермально-метасоматическим процессом.

Рутил широкое развитие имеет в докембрий-кембрийских метаморфических сланцах актинолитового, роговообманкового, амфибол-хлоритового составов, а также вторичных кварцитах, развитых в Цахкуняцком хребте, в пределах Арзаканского кристаллического массива (в районах сс. Арзакан и Чкнах). В этих рутилоносных сланцах рутил образует мелкие продолговатые зерна

размером 0,07—0,3 мм, реже 0,4—0,6 мм и характеризуется почти равномерным распределением по всей горнорудной массе. Форма зерен часто неправильная, округлая, имеет овальные очертания, встречаются неправильные сростания. Здесь рутил отличается густым буровато-желтым цветом, а также красноватым оттенком, высоким рельефом и двупреломлением. В отмеченных древних метаморфических сланцах В. А. Агамалыном выделяются две генерации рутила: детритовая (рутил-1) и сагенитовая (рутил-2), которые отличаются своими морфологическими особенностями, степенью идиоморфизма и минеральной ассоциацией.

В рутилоносных метаморфических сланцах содержание рутила обычно составляет 2,60—5,16%, в среднем 4,25%. В них часто с рутилом из рудных минералов ассоциируют пирит, халькопирит, галенит, сфалерит и лейкоксен. Указанное повышенное содержание титана на значительных площадях метаморфических рутилоносных сланцев представляет большой интерес.

Рутил является ведущим минералом титана, скопления которого в метаморфических сланцах Цахкуняцкого хребта представляют интерес.

Ана́таз— TiO_2 . Химический состав: Ti—60%, O—40%, примеси Nb_2O_5 до 2%, SnO_2 до 1,5%. Сингония тетрагональная.

Один из наиболее характерных минералов гранитоидов, нефелиновых сиенитов, альбититов и редкометалльных пегматитов. Содержание анатаза в этих породах обычно невысокое—20—500 г/т, но в древних альбититах достигает 1,5—2%, причем в них он образует крупные агрегатные выделения до 2—3 см в поперечнике.

Встречается часто в виде мелких идиоморфных кристаллов различного габитуса; обычны остродипирамидальные кристаллы с сильно развитыми гранями (111) и характерной поперечной грубоступенчатой штриховкой (рис. 19). Реже встречаются усеченно-дипирамидальные, псевдооктаэдрические, таблитчатые и копье-

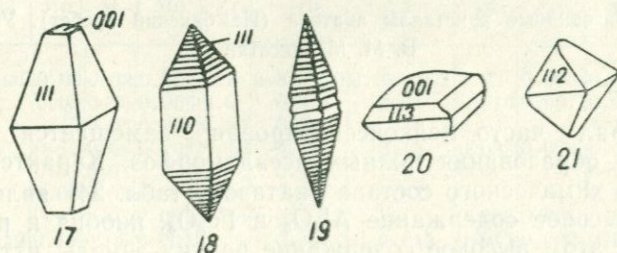


Рис. 19. Формы кристаллов анатаза. По Б. М. Меликсетяну.

видные (рис. 20) кристаллы с хорошо развитыми гранями дипирамиды (112), (111), (113), призмы (110) и пинакоида (001).

Твердость высокая (6), удельный вес 3,8—3,95. Характерна спайность по (001) и (111); типична анатазовая штриховка, связанная с чередованием узких граней (110) и (111). Часты двойники по (101).

Цвет анатаза варьирует в широком диапазоне—от бледно-желтого, зеленого и синего различных оттенков до красно-бурого и черного.

Показатели преломления, замеренные в фосфорных сплавах: $N_o=2,58$, $N_e=2,49$. Слабый плеохроизм $N_o > N_e$. Одноосен.

Параметры элементарной ячейки (табл. 23) равны: $a_0=3,785$, $c_0=9,448$.



Рис. 20. Копьевидные кристаллы анатаза (Памбакский хребет). Увел. 10. По Б. М. Меликсетяну.

Минерал часто лейкоксенизирован, замещается рутилом, вплоть до образования полных псевдоморфоз. Характерной особенностью химического состава анатазов (табл. 24) является постоянное высокое содержание Al_2O_3 и Fe_2O_3 , ниобия и редких земель. При этом высокое содержание редких земель, иттрия и радиоэлементов обусловлено субмикроскопическими выделениями давидита-браннерита.

Изоморфизм $\text{Nb}^{5+} \rightarrow \text{Ti}^{4+}$ происходит с компенсацией Na^{+1} либо по схеме гетеровалентного замещения с участием ильменорутилового минала $\text{Fe}^{3+} + \text{Nb}^{5+} \rightarrow 2 \text{Ti}^{4+}$.

В составе элементов-примесей особое место занимают: Mn, Y, Fe, Sr, нахождением которых, вероятно, обусловлены оттенки цвета анатазов; характерны постоянно высокие концентрации олова (0,01—0,03%), иттрия (0,03—0,3%), ниобия (0,2—1%) и скандия.

Таблица 23

Межплоскостные расстояния анатаза (Памбакский хребет)*

l	d/n	l	d/n
10	3,43	6	1,263
6	2,332	5	1,169
10	1,895	1	1,049
5	1,692	2	0,963
6	1,647	1	0,919
7	1,528	3	0,899
4	1,368	2	0,885
4	1,337	1	0,855

*Анализ выполнен в рентгеновской лаборатории ИГН АН АрмССР Э. Х. Хуршудян. Условия съемки: камера УРС-70, Cu антикатод; D = 57,3 мм, d = 0,45 мм, экспозиция 12 часов.

Таблица 24

Химический состав анатаза (с. Бжни)*

Окислы	Содержание, %	Окислы	Содержание, %
SiO_2	5,70	Na_2O	0,36
TiO_2	86,45	Nb_2O_5	0,16
Al_2O_3	2,12	Ta_2O_5	0,01
Fe_2O_3	4,20	Cr_2O_3	0,24
FeO	0,15	V_2O_5	0,36
MnO	0,04	TR_2O_3	1,70
MgO	0,30	ThO_2	0,12
CaO	0,10	U_3O_8	0,21
K_2O	0,12	Σ	99,85

* Анализ выполнен в хим. лаборатории ИМГРЭ (аналитик В. Н. Архангельская)

Таблица 25

Состав элементов-примесей в анатазе по данным приближенно-спектральных анализов (в %)

Цвет анатаза	Mn	V	Mo	Zr	Nb	Ta	Sn	Be	Y	Ce-La	Sc
1. Коричневый	0,03	0,02	0,002	0,2	0,3—1,0	0,03—0,1	0,02	0,003	0,03	0,8	0,03
2. Черный	0,03	0,25	0,006	0,08	0,15	0,01	0,016	0,001	0,075	0,21	0,08
3. Бурый	0,10	0,03	0,003	0,30	0,30	—	0,03	—	0,10	0,3	0,03
4. Красный	0,15	0,08	0,003	0,30	0,25	0,15	0,03	0,003	0,10	1,3	0,01
5. Синий	0,06	0,03	—	0,07	0,15	—	0,01	—	0,03	0,40	0,03
6. Зеленый	0,08	0,03	0,001	0,20	0,50	0,03	0,01	—	0,10	0,75	0,04
7. Желтый	0,1	0,03	0,002	0,20	0,20	—	0,006	0,001	0,30	0,06	0,02
8. Бесцветный	0,15	0,06	0,001	0,25	0,30	0,015	0,015	0,002	0,30	0,50	0,13

1—Мегринский плутон; 2—альбититы Бжни; 3—8 граниты, сиениты Памбакского хребта.

дия (0,01—0,08%) (табл. 25). Анатаз постоянный спутник редкоземельных, радиоактивных, танталонниобиевых минералов пегматитов, метасоматитов гранитоидного и щелочно-сиенитового ряда (Мегринский плутон, Памбакский комплекс, Бжнийский гранит-мигматитовый комплекс и др.).

Брукит— TiO_2 . Теоретический химический состав: Ti—59,95%, O—40,05%. Обычны высокие содержания примесей: Fe_2O_3 (до 4,5%), Nb_2O_5 и Ta_2O_5 (до 9,6%), а также W, Ge, Sc.

Брукит—ромбическая полиморфная модификация анатаз-рутила, ассоциирует с рутилом и анатазом, но уступает им в количественном распространении. Образует характерные таблитчатые и пластинчатые кристаллы с остроконечной усеченной вершиной, реже—псевдогексагональные дипирамидальные кристаллы (рис. 21) типа арканзита. Очень характерна вертикальная по оси «с» штриховка и уплощенность кристаллов по (100). Основные формы: (100), (110), (112), (122), (322), (102) и др.

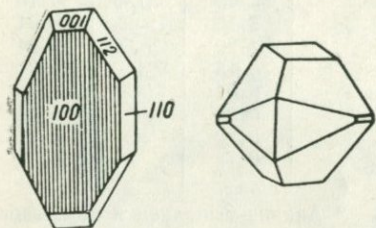


Рис. 21. Формы кристаллов брукита. По Б. М. Меликсетяну.

Размер кристаллов 0,1—0,8 мм. Цвет брукита ярко-желтый, оранжево-коричневый с красноватым оттенком. Показатели преломления, замеренные в фосфорных жидкостях: $\text{Ng}'=2,67$, $\text{Nr}'=2,52$. Двупреломление порядка 0,12—0,25, слабо плеохроирует. Кристаллы брукита по краям, реже в центральных зонах частично превращены в рутил, изредка возникают полные псевдоморфозы—псевдобрукиты. Рентгенометрический анализ брукита показывает также фазу рутила (табл. 26).

В составе элементов-примесей (табл. 27) в бруките по данным приближенно-спектральных анализов установлены: Nb (0,3—1%), Zr (0,15—0,3%), Sn (0,1—0,3%), Ge (0,001—0,003%), Y (0,1—0,3%), TR (0,4—0,75%), Sc (0,003—0,005%), Th (0,3%), V (0,15—0,2%), реже W (0,02—0,03%), Mn, Cr, Be, Mo, Cu.

Брукит встречен в щелочных породах (фониолите, нефелиновых сиенитах), граносиенитах (Памбакский хр.), а также в высокометаморфизованных кварц-слюдистых сланцах и гранито-гнейсах с. Бжни.

Ассоциирует с касситеритом, шеелитом, рутилом, титанонниобатами, сфеном. В сланцах и гнейсах образуется при высоких

Р-Т условиях раньше анатаза, но позже рутила. Характерен совместно с другими титановыми полиморфными модификациями для щелочных метасоматитов (карбонатиты, альбититы, мусковитизированные сиениты); встречается в россыпях долины р. Мармарик.

Таблица 26

Рентгенометрическая характеристика брукита

I	d'n	I	d/n
6	3,44	3	2,172
3	3,25	9	1,664
10	3,186	6	1,600
4	2,940	2	1,528
6	2,522	4	1,463
4	2,455	5	1,344

Анализ выполнен в рентгеновской лаборатории ИГН АН АрмССР
Э. Х. Хуршудян. Условия съемки: УРС-55, $\text{Cu}\alpha$, $D=57,3$ $d=0,3$, эксп. 10 ч.

Таблица 27

Состав элементов-примесей в брукитах (по данным спектральных анализов)

№№	V	Zr	Nb	Sn	W	Ge	Y	Yb	La	Ce	Be	Sc	Th	Pb
1	0,15	0,30	0,30	0,3	0,03	0,003	0,1	0,001	0,10	0,3	—	0,005	—	0,003
2	0,10	0,15	0,3—1	0,1	—	0,001	0,3	0,003	0,15	0,6	0,0007	0,003	0,30	—
3	0,20	0,30	0,80	0,6	0,02	0,004	0,2	0,002	0,30	1,0	0,001	0,004	0,12	0,02

1—Амзачиманский массив, 2—Тежсарский комплекс; 3—гранито-гнейсы, у. с. Бжни.

Из разновидностей брукита зеленовато-черного цвета в Памбакском комплексе обнаружен арканзит с характерным дипирамидальным псевдогексагональным габитусом кристаллов.

Касситерит— SnO_2 (оловянный камень). Тетрагон. синг. Теорет. состав: Sn —78,77%, O —21,23%, часто примеси Nb , Ta , W , Sc , Zr , In , Sb , Zn , Ag , Ce , которые устанавливаются химическими и спектральными анализами.

Характерны кристаллы (рис. 22) и зернистые агрегаты, также гроздьевидные, иногда сферолитовые или конкреционные выделения (деревянистое олово). Спайность несовершенная по (100) и (110), хрупок, твердость 6—7, уд. вес 6,3—7,19. Цвет от бесцветного до коричневого и черного, реже—желтый, оранжевый, красный, зеленый. В прозрачных шлифах одноосный, положительный с высоким преломлением: $N_g=2,1$, $N_p=2,0$.

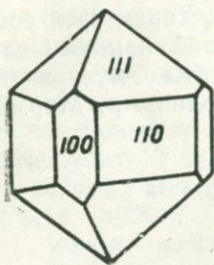


Рис. 22. Форма кристалла касситерита. По Б. М. Меликсетяну.

В полированных шлифах R в пределах 9—11, двуотражение слабое (заметно в иммерсии), анизотропен, внутренние рефлексы бурые и красноватые, иногда тонкопластинчатые и колеччатые двойники (по 101), зонален. Полируется очень трудно (поверхность ямчатая).

Зерна касситерита в контакте с Zn при действии HCl покрываются металлическим оловом («оловянное зеркало»).

Месторождения касситерита относятся, по С. С. Смирнову, к трем рудным формациям: оловоносных гранитных пегматитов, касситеритово-кварцевой и касситеритово-сульфидной.

В рудах Армянской ССР касситерит не характерен и нигде не дает сколько-нибудь значительных концентраций. В виде небольшой примеси и мелких выделений размером не более 0,01—0,05 мм касситерит установлен в рудах медно-мышьяковых (Мец-дзорское м-ние) и некоторых колчеданных (Шамлуг, Ахтала, Шаумян), и медно-молибденовых (Агарак, Каджаран, Анкаван и др.) месторождений в ассоциации с энаргитом, теннантитом (рис. 23), станнином, сфалеритом, реже с галенитом, пиритом и халькопиритом.

В мономинеральных пробах теннантита, содержащих микроскопические включения касситерита и станнина, содержание Sn составляет 0,45%, а количество касситерита в отсортированной руде не превышает 0,1%. Практического значения в рудах Армянской ССР касситерит не имеет. В шлихах, промытых из аллювия рек Масрик, Мармарик, Памбак, Марцигет, Ахум, Агстев и др., касситерит образует мелкие окатанные зерна, ассоциирующие с самородным оловом, киноварью, самородным золотом.

По Р. Л. Мелконяну (1976) касситерит как акцессорный минерал отмечен в лейкократовых эндоконтактовых фациях Кохбского и Банушского массивов. Довольно часто он встречается в грейзенизированных калишпатизированных породах и кварцевых жилах Анкаванского и Агверанского массивов и, вероятно, в древних гранитоидах, пегматитах и в кристаллических сланцах Чахкуняцкого выхода фундамента.

Б. М. Меликсетян приводит в табл. 28 рентгенометрическую характеристику касситерита, а в табл. 29—состав примесей касситеритов Мегринского и Памбакского районов по данным спектральных анализов.

Межплоскостные расстояния касситерита*

I	d/n	I	d/n	I	d/n
7	3.31	3	1.310	9	0.940
7	2.62	3	1.208	3	0.928
4	2.354	1	1.177	6	0.908
10	1.757	4	1.149	7	0.880
4	1.668	2	1.116	6	0.846
2	1.583	5	1.085	2	0.836
5	1.490	5	1.075	5	0.825
4	1.432	3	1.055	2	0.812
5	1.407	2	1.031	7	0.812

* Условия съемки: УРС-55, Fe α , D=57,3. Эксп. 8,15 ч. Рентгенограмма заимствована у Мкртчяна А. А. (1977).

Таблица 29

Химический состав касситеритов*

	Ti	Mn	Cu	Sn	Se	W	Nb	Ag	La	Zr	Mo
1. Касситерит из Мегри	0,03	0,01	0,001	>5	0,003	0,01	0,03	0,0003	0,01	0,01	0,001
2. Касситерит из Памбака	0,2	0,03	0,003	>10	0,005	0,03	0,1	0,001	0,03	0,03	0,003

* Приблизительно-количественные анализы выполнены в спектральной лаборатории ИГН АН АрмССР (М. Я. Мартirosян)



Ильменорутил - Fe_x Ti_{3-3x} (Nb, Ta)_{2x} · O₆; стрюверит - Fe_x Ti_{3-3x} (Ta, Nb)_{2x} O₆. Обе разновидности представляют собой твердые растворы Fe Nb₂O₆ и FeTa₂O₆ в TiO₂ и различаются лишь по соотношению Nb и Ta.

Рис. 23. Касситерит (Cs) среди теннанита (Tn); рядом — пирит (Py). Полир. шлиф, увел. 180. Месторождение Мец-дзор. По И. Г. Магакьяну.

Образуют таблитчатые тетрагонально-призматические кристаллы, нередко дипирамидального габитуса (рис. 24). Хорошо

развиты грани призмы (100), (010) и (110) и бипирамиды (111). Часты двойники по (101). Реже встречаются пластинчатые зерна (рис. 25) и агрегаты неправильной формы. Грани кристаллов

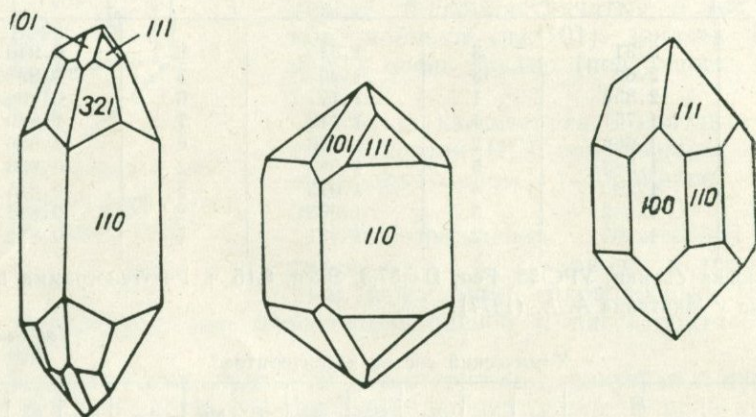


Рис. 24. Формы кристаллов ильменорутила и стрюверита. По Б. М. Меликсетяну.



Рис. 25. Пластинчатые уплощенные формы выделений ильменорутила. Намбакский хребет. Увел. 24. По Б. М. Меликсетяну.

гладкие, блестящие. Блеск сильный металлический. Цвет ильменорутила черный, стрюверита буро-коричневый с синевато-зеленоватым оттенком. Непрозрачны, иногда просвечивают буро-красным цветом в тонких осколках и сильно плеохроируют.

Таблица 30

Межплоскостные расстояния ильменорутила
(Памбак), стрюверита (Мегри)*

Ильменорутил		Стрюверит		Ильменорутил		Стрюверит	
l	d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n
5	3,66	5	3,65	5	1,367	5	1,374
9	3,260	9	3,273	3	1,350	4	1,293
8	2,508	8	2,511	—	—	2	1,260
2	2,311	—	—	1	1,173	5	1,189
4	2,209	—	—	—	—	2	1,168
2	2,063	5	2,071	3	1,096	3	1,099
—	—	3	1,886	2	1,083	7	1,056
—	—	3	1,744	4	1,047	5	1,049
10	1,694	10	1,708	4	1,041	4	1,042
6	1,627	4	1,648	4	0,890	—	—
2	1,482	3	1,506	4	0,877	—	—
4	1,455	10	1,466	5	0,820	—	—

* Анализ выполнен в рентгеновской лаборатории ИГН АН АрмССР Э. Х. Хуршудян. Условия съемки: УРС-55, Fe α , D=57,3, эксп. 12 ч. и 4,5 ч. Ильменорутил прокален 1 час $t=900^{\circ}$.

Рентгенометрический анализ (табл. 30) показал изоструктурность ильменорутила и стрюверита. Параметры элементарной ячейки: ильменорутил: $a_0=4,62$, $c_0=2,96$; стрюверит: $a_0=4,712$, $c_0=2,99\text{\AA}$.

Более высокие значения параметров элементарной ячейки стрюверита по сравнению с ильменорутилом связаны с вхождением в кристаллическую решетку Ta $^{5+}$ ($r_0=0,73\text{\AA}$).

Следует отметить и различия в ассоциирующих минералах и условиях нахождения ильменорутила и стрюверита. Ильменорутил обычно ассоциирует с титано-ниобиевыми и редкоземельными минералами в безсфеновых разностях пегматитов, альбитизированных и мусковитизированных щелочных сиенитах Тежсарского и Шванидзорского щелочных комплексов, а также во флюорит-биотитовых метасоматитах. Стрюверит преимущественно встречается в гранитных пегматитах, особенно в разностях с отчетливо проявленным поздним альбит-мусковитовым комплексом в ассоциации с турмалином, эвксенитом, мусковитом, самарскитом, га-

долинитом и иттриалитом (Мегринский плутон). Реже стрюверит встречается в альбититовых метасоматитах, в пределах Цахкуняцкого древнего кристаллического массива в ассоциации с колумбитом, давидитом, касситеритом, рутилом и др.

По данным спектральных анализов, ильменорутил и стрюверит содержат ряд редких элементов (табл. 31).

Таблица 31

Химический состав ильменорутила и стрюверита
(по данным спектральных анализов)

Минерал	Ti	Nb	Ta	Y	Zr	Sn	V	Cu	U	Th
Ильменорутил	>10	>5—10	0,03	0,03	0,003	0,003	0,05	0,01	0,01	0,3
Стрюверит	>10	>10	3—5	0,1	0,003	0,003	0,01	--	0,03	0,1

Теллури́т— TeO_2 . Химически—двуокись теллура: Te —79,94%, O —20,06%.

Сингония ромбическая. Цвет белый, желтовато-белый или медово-желтый. Блеск алмазный. Твердость 2,0, уд. вес 5,9. Прозрачный. В проходящем свете бесцветен. Двусный. Погасание прямое. Оптические константы: $N_g=2,35$, $N_m=2,18$, $N_p=2,0$, $N_g-N_p=0,35$.

В отраженном свете отражательная способность низкая (как у жильных минералов). Легко плавится и улетучивается.

Белые или желтовато-белые порошковатые налеты теллурита обнаружены совместно с бисмитом, бисмутитом, монтанитом, блекитом, гидроокислами железа, марганца, мышьяка, сурьмы и другими окислами в зоне окисления Зодского и Меградзорского месторождений. Здесь встречается спорадически и является непосредственным продуктом окисления теллуридов. Иногда образует игольчатые, тонкопластинчатые, радиально-лучистые агрегаты.

Полуколичественным спектральным анализом в теллурите установлены (%): Bi , Te —3—10; Fe , Cu , Sb , Au —1—3; Zn —0,3—1; Ni , Pb , Ag —0,1—0,3; Ti , V , Cr , As —0,001—0,03.

Рамсделлит— MnO_2 . Теоретический состав (в %): Mn —63,19 (Минералы, 1965).

На территории АрмССР рамсделлит широко развит на Севкар-Саригюхском месторождении марганца (Яшвили, 1971, 1978). Он встречается в тесной ассоциации с пиролюзитом-полианитом в рудах эксгальационно-осадочного и раннего гидротермального типов в виде прожилков. В зоне дробления цементирует брекчию вмещающих пород.

Рамсделлит кристаллизуется в ромбической сингонии. Образуется в тесной ассоциации с пиролюзитом в виде хорошо разви-

тых радиально-лучистых агрегатов (рис. 26). Длина «лучей» достигает 5—8 мм. Макроскопически рамсделлит темно-серый до железно-черного цвета. Черта черно-бурая, иногда красноватая. Блеск металлический. Обладает совершенной спайностью по (001). В отличие от пиролюзита-полианита, который образует игольчатые длиннопризматические агрегаты, рамсделлит встречается в виде короткопризматических образований.



Рис. 26. Рамсделлит радиально-лучистого строения. Штуф, увел. 3. Севкар-Саригюхское месторождение. По Л. П. Яшвили.

Под микроскопом в отраженном свете рамсделлит белый со слабым желтоватым оттенком (в полях пиролюзита—белый). Отражательная способность умеренная—порядка 26—27%. Двуотражение отчетливое. Эффекты анизотропии сильные, но слабее, чем у пиролюзита. Оптические свойства в иммерсии усиливаются. В отличие от пиролюзита в иммерсии часто наблюдаются темно-красные внутренние рефлексии. Образует сплошные поля мелкозернистых агрегатов; часто в полях пиролюзита заметны прожилки, вкрапленники, гнезда в виде сферолитов. Под микроскопом обнаруживает «паркетовидную» структуру, обусловленную плоскостями спайности. Последние в отличие от пиролюзита пе-

ресекаются исключительно под углом 90° . 8%-ной сернистой кислотой (H_2SO_3) не травится.

По данным приближенно-количественного спектрального анализа, образцы чисто отобранного рамсделлита содержат следующие элементы-примеси (в %): Si—0,4; Al—0,8; Mg—0,6; Ca—0,8; Fe—0,07; Ni—0,013; Co—0,004; Ti—0,002; V—0,015; Mo—0,002; Cu—0,07; Pb—0,003; Zn—0,3; Ge—0,0005; Ga—0,0003; Ba—0,01; Na—0,01; Li—0,0008; Be—0,0004.

На рис. 27 приведена кривая нагревания рамсделлита из Севкар-Саригюхского месторождения, на которой отчетливо видны слабые экзотермические изгибы при 230° и 360° , вызванные небольшой примесью гидроокислов марганца. Сильные эндотермические эффекты при 730° и 990° соответствуют эталону рамсделлита (Халилова, 1969).

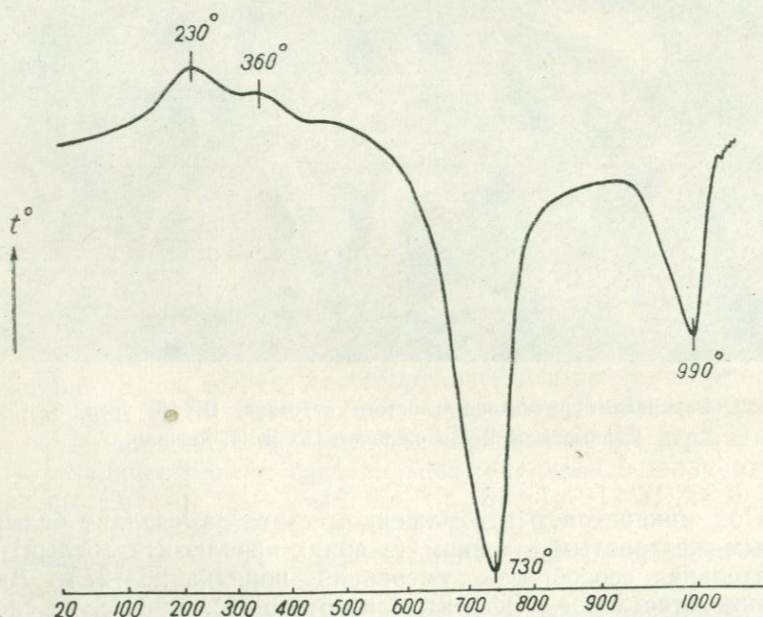


Рис. 27. Кривая нагревания рамсделлита из Севкар-Саригюхского месторождения. По Л. П. Яшвили.

В табл. 32 приведены результаты рентгеноструктурного анализа рамсделлита из Севкар-Саригюхского месторождения.

Межплоскостные расстояния рамсделлита*

I	d n	l	d n
10	4,06	2	1,54
9	2,52	9	1,47
7	2,41	3	1,43
8	2,38	10	1,35
8	2,13	2	1,32
4	2,06	3	1,248
8	1,89	1	1,153
9	1,65	1	1,120
9	1,61	10	1,070

* Центральная лаборатория Армгеол. управления. Условия съемки: УРС-70, Fe α , β , D=57,3, d=0,5, эксп. 10 ч. Аналитик Мхитарян Р. Г.

Б. ОКИСЛЫ СЛОЖНЫЕ И ГИДРООКИСЛЫ

Шпинель—MgAl₂O₄. По химическому составу шпинели, распространенные в природе, относятся к бинарным окислам, которые по типу кристаллической структуры разделяются на нормальные шпинели с общей формулой AB₂O₄ и инверсионные—B[AB]O₄, где А ионы могут быть представлены двухвалентными металлами—Mg, Mn²⁺, Zn, Fe²⁺, Co²⁺, Ni²⁺, Cd, Cu, а В-ионы—трехвалентными металлами—Fe³⁺, Al³⁺, Cr³⁺, Mn³⁺, V³⁺ и др.

По преобладанию катиона В в химическом составе шпинели и физическим свойствам различают: алюмошпинели, ферришпинели, хромшпинели, титано- и ванадишпинели.

Сингония кубическая. Для шпинели обычно характерны хорошо ограненные октаэдрические, реже—ромбододекаэдрические кристаллы; образует также комбинационные формы—полисинтетические и сложные двойники.

Шпинелиды составляют довольно большую группу, которая объединяет многочисленные минеральные разновидности. В шпинелях широко проявлены замещения двух- и трехвалентных элементов А и В, что приводит к многообразию минералов промежуточного состава.

Здесь приводится лишь краткая характеристика одной разновидности шпинели—плеонаста, имеющей широкое распространение в железных рудах титаномагнетитовой формации Армянской ССР.

Плеонаст в виде твердого раствора образует тонкие сростания с магнетитом и ильменитом в титаномagnetитовых рудах Сваранцского и Камакарского месторождений.

Титаномagnetитовые руды, связанные пространственно и генетически с основными-ультраосновными породами ранней фазы Арамздского гранитоидного массива (Сваранцское) и Мегринского плутона (Камакарское), имеют собственно магматические (гистеромагматическое) происхождение. Геолого-генетические и минералого-геохимические особенности обоих месторождений, в титаномagnetитовых рудах которых развит плеонаст, специально рассматриваются в ряде работ (Межлумян Г. Б., 1970, 1974).

Микроскопическое изучение полированных шлифов титаномagnetитовых руд Сваранцского и Камакарского месторождений позволило установить интересные сростания магнетита с ильменитом и плеонастом.

Плеонаст— $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Al}_2\text{O}_4$ представляет собой железомagneзиальную разность шпинели, имеющей промежуточный химический состав между герцинитом и алюмошпинелью, или собственно шпинелью.

Плеонаст входит в состав титаномagnetита, образуя в магнетите решетчатую, пластинчатую, эмульсионвидную и др. структуры распада твердого раствора. При изучении титаномagnetитовых руд упомянутых железорудных месторождений были установлены цепочковидные, изометрические, прямоугольные и шестиугольные (часто с закругленными углами) формы выделения шпинели.

Под микроскопом диагностические признаки следующие: отражательная способность (R) 7—8%, т. е. выше, чем у обычных жильных минералов. Цвет коричневато-бурый, темно-серый с слабо коричневатым оттенком, в иммерсии почти черный. Оптически изотропен. Твердость очень высокая, порядка 7—8. Черта—белая до полупрозрачной. Магнитность слабая. Стандартные реактивы не действуют. Показатель преломления (N) не определен, ввиду очень малых размеров выделений. В проходящем свете непрозрачен.

Химический анализ (табл. 33) отобранного титаномagnetита с включениями шпинели показал следующие результаты:

Таблица 33

№ пробы	Компоненты								Сумма
	FeO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	V ₂ O ₅	SiO ₂	CaO	
250	32,06	51,64	7,22	2,85	3,07	0,62	1,01	0,93	99,40

Исходя из диагностических признаков и парагенетических особенностей определяемого минерала, а также химического состава титаномагнетита (в котором количество Al_2O_3 достигает 3,07%), и, наконец, учитывая генетическую связь с ультраосновными и основными породами, минерал можно отнести к магний-железосодержащему типу шпинели—плеонасту $(Mg, Fe)Al_2O_4$.

Для выяснения геологических условий образования шпинели, необходимо вкратце остановиться на минеральном составе титаномагнетитовых руд, взаимоотношениях магнетита, ильменита и шпинели, а также на некоторых их структурных особенностях.

В минеральном составе титаномагнетитовых руд принимают участие магнетит, ильменит и шпинель.

Магнетит является главным рудообразующим минералом и пользуется наиболее широким распространением в месторождении.

Ильменит представлен как неправильными выделениями, располагающимися между зёрнами магнетита, так и пластинками внутри магнетита вдоль его кристаллографических направлений.

Характерными особенностями титаномагнетитовых руд Сваранского и Камакарского месторождений являются широкое развитие шпинели и тесное срастание ее с титаномагнетитом в самых разнообразных микроструктурных взаимоотношениях. Парагенезис и структуры распада твердых растворов магнетита, ильменита и шпинели свидетельствуют об общности геологических условий их образования. При этом в зёрнах магнетита и титаномагнетита наблюдаются различные формы выделений шпинели, которые можно подразделить на две группы: а) изометрические, б) удлиненные.

Большинство форм пластинчатых и часть изометрических выделений шпинели располагаются вдоль кристаллографических направлений магнетита. Как известно, тонкие пластинки ильменита в основном располагаются параллельно октаэдрическим граням магнетита, а пластинчатые или дисковидные выделения—параллельно граням куба.

Внутри зерен магнетита изометрические и призматические формы проявляются как отдельно, так и совместно. В полированных шлифах различной ориентировкой зерен магнетита обусловлено то или иное расположение выделений шпинели. Размеры выделений шпинели колеблются в пределах от тысячных до сотых долей миллиметра.

Одним из главных факторов образования мелких включений шпинели является, вероятно, низкое содержание Al_2O_3 , а также в дальнейшем смена постоянного и медленного понижения температуры твердого раствора на резкое, что обусловило образование

неполных и несовершенных структур распада твердых растворов шпинели в магнетите и титаномагнетите.

Экспериментальным путем показано, что гомогенный раствор шпинели с магнетитом образуется при температуре 1000°C, а распад шпинели с магнетитом происходит при 800°C.

В титаномагнетитовых рудах Сваранского и Камакарского месторождений образование шпинели следует генетически связывать с основными и ультраосновными породами Арамаздского интрузива и Мегринского плутона соответственно.

Химические анализы рудовмещающих пород и рудных выделений Сваранского месторождения показывают, что магма была богата FeO и MgO, но довольно бедна кремнеземом и щелочами, вследствие чего реакция Al_2O_3 с вышеупомянутыми оксидами обусловила появление промежуточного оксида типа $R''R'''O_4$ или $R''O \cdot R_2'''O_3$, т. е. соединений типа шпинели.

Якобсит— $(Mn, Fe)_3O_4$. Теорет. состав (в %): MnO—30,76; Fe_2O_3 —69,24 (Михеев, 1955).

Якобсит кристаллизуется в кубической сингонии. Зерна его имеют преимущественно октаэдрический и ромбододекаэдрический габитус. Образуется в высокотемпературных гидротермальных и метаморфизованных марганцевых рудах в тесной ассоциации с гаусманитом, магнетитом и браунитом. От магнетита к якобситу в природе существует непрерывный ряд изоморфной смеси Mn_3O_4 и Fe_3O_4 . Мезон предлагает называть якобитом твердый раствор с содержанием Mn_3O_4 от 16,7 до 54%. Твердый раствор с формулой $3Mn_3O_4 \cdot 2Fe_3O_4$ некоторые исследователи называют «вреденбургитом», который, по данным Мезона (1943), состоит из двух компонентов, якобсита и гаусманита, продуктов распада высокотемпературного материала. С изменением содержания марганца у якобсита меняются физические свойства.

Макроскопически цвет якобсита черный или буровато-черный. Черта—бурая. Блеск металлический, у разностей с высоким содержанием марганца—полуметаллический. Магнитные свойства колеблются от сильных до слабых—по-видимому, находятся в обратной зависимости от содержания Mn_3O_4 .

В полированных шлифах под микроскопом якобсит серого цвета. От магнетита отличается оттенком. Если для последнего характерны розово-бурые и коричнево-бурые тона, то якобсит обладает оливковым или оливково-бурым оттенком. Интенсивность окраски меняется в зависимости от содержания марганца—с повышением последнего усиливается оливковый оттенок. Отражательная способность у якобсита низкая, порядка 19—20%, чуть ниже, чем у магнетита. Изотропен. В отличие от магнетита для якобсита характерны красные или красно-бурые внутренние рефлексy, которые наблюдаются лишь в иммерсии.

На территории Армянской ССР яковсит широко развит в вулканогенно-осадочных метаморфизованных железо-марганцевых рудах Чайкендского месторождения (Яшвили, 1967). Здесь он образует сплошные тонкозернистые массы в тесных срастаниях с магнетитом. Встречается также в виде вкрапленников в полях, родонита и спесартина. Под микроскопом обнаруживает, главным образом октаэдрические формы, но в большинстве случаев выпадает после магнетита, выполняя пространство между скоплениями последнего гипидиоморфным агрегатом. В отдельных октаэдрических зернах при больших увеличениях наблюдаются тончайшие пластинки гаусманита (структура распада твердого раствора). Присутствие гаусманита подтверждается наличием характерных для гаусманита линий на дебаеграмме яковсита.

В небольшом количестве яковсит обнаружен в рудах Кармрашенского и Саринарского проявлений марганца.

В рудах Кармрашенского проявления яковсит имеет гидротермальное происхождение. Он выпадает из высокотемпературных растворов в тесной ассоциации с браунитом, гаусманитом и магнетитом в небольшом количестве. По-видимому, в рудах Кармрашенского проявления в момент рудоотложения температура среды хоть и была высокая, но предела, при котором мог образоваться «вреденбургит» не достигала. Этим можно объяснить раздельное сонахождение в рудах указанного проявления яковсита и гаусманита. Изучение текстурно-структурных особенностей кармрашенских руд под микроскопом показывает, что яковсит выпадал раньше гаусманита—яковсит образует тонкозернистые и скрытокристаллические скопления, а гаусманит, образовываясь несколько позже, выполняет пустоты между выделениями яковсита.

На Саринарском проявлении яковсит имеет весьма ограниченное распространение (Яшвили, 1971). Он в небольшом количестве развивается среди экзотермально-осадочных руд кремнисто-вулканогенной формации в виде вкрапленников и небольших обособленных гнезд, сложенных скрытокристаллическими агрегатами. В отдельных случаях встречается как продукт распада вреденбургита (рис. 28).

В табл. 34 приведены наиболее характерные линии на дебаеграммах яковсита из марганцевых руд Армянской ССР.

Приближенно-количественными спектральными анализами магнитной фракции руд Чайкендского и Кармрашенского проявлений, представленной смесью яковсита и манганита (в пробе Чайкендского проявления эти два минерала присутствуют в приблизительно равных количествах, а из руд Кармрашенского проявления—манганит находится в резко подчиненном количестве) ус-

тановлены следующие содержания элементов-примесей в % (табл. 35).

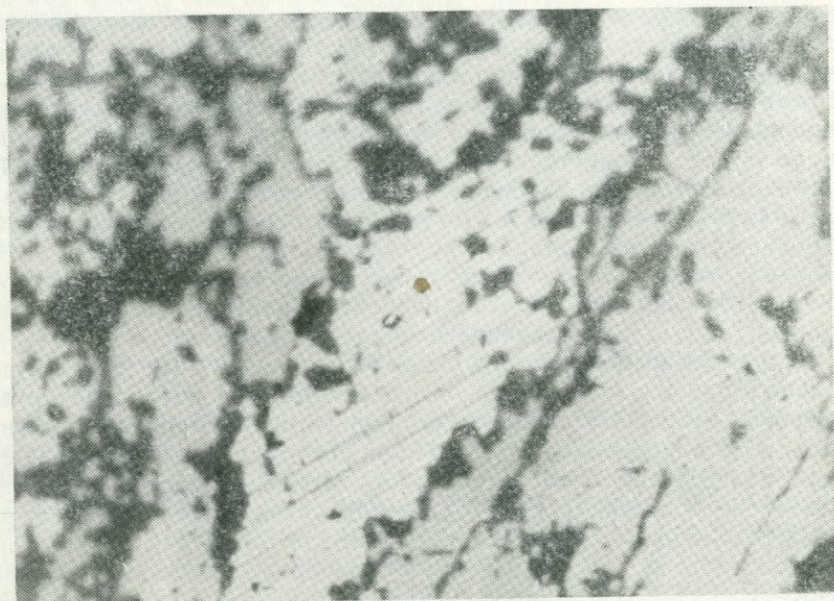


Рис. 28. Якобсит, образовавшийся в результате распада «вреденбургита». Отчетливо видны пластинки гаусманита. Полир. шлиф, увел. 500. Саринарское проявление марганца. По Л. П. Яшвили.

Таблица 34

Межплоскостные расстояния якобсита			
Чайкендское железо-марганцевое месторождение		Саринарское проявление марганца	
l	d n	l	d/n
7	2,97	—	—
—	—	4	2,74
10	2,511	5	2,51
7	2,087	10	2,08
8	1,607	1	1,61
9	1,480	4	1,46
8	1,09	—	—

Лаборатория ИГН АН АрмССР, Ревазова Н. В. Условия съемки: УРС-55, Fe α , β , D=57,3, шарик, эксп. 21 ч.

Данные приближенно-количественных спектральных анализов якобсита
(аналитик Мартirosян М. Я.)

Эле- менты	Чайкенд- ское про- явление	Кармрашен- ское про- явление	Эле- менты	Чайкенд- ское про- явление	Кармрашен- ское про- явление
Si	0,3—1	4,2	Ni	0,003—0,14	0,0013
Al	0,3	4,2	Ti	0,03	0,075
Mg	0,03—0,1	(0,75)	V	0,003—0,03	—
Ca	0,3—1	1,3	Cr	0,001	—
Fe	3—10	5,6	Cu	0,003—0,05	0,003
Na	0,03—0,01	0,032	As	0,03—0,1	0,01
K	—	0,042	Zn	0,03—0,1	—
Mn	3—10	≥10	Ge	0,0003—0,001	—

Магнетит— $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_4$. Магнетит входит в группу минералов двойных окислов— $\text{RO} \cdot \text{R}_2\text{O}_3$ т. е. $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ типа шпинели. Синг. кубическая; для магнетита характерны октаэдрические, реже ромбододекаэдрические кристаллические формы (111), (110), (100) и (311). Обычно образует сплошные зернистые массы в рудных концентрациях, а в породах различных комплексов—вкрапленники. Магнетит хрупок, излом неровный, раковистый, твердость 5,5—6. Микротвердость магнетитов из железных руд различных генетических типов АрмССР варьирует в широких пределах—от 467 до 693 кгс/мм². Блеск металлический, иногда полуметаллический или матовый. Цвет магнетита железо-черный. Цвет черты—черный. Уд. вес 4,8—5,4. Сильно магнитен. Непрозрачен при проходящем свете. В отраженном свете под микроскопом изотропен. В отдельных случаях проявляет заметную анизотропность. Под микроскопом в отраженном свете цвет серый со слабо буроватым или голубоватым оттенком. Отражательная способность 21%. Стандартные реактивы почти не действуют на магнетит. Концентрированная HCl действует (поверхность буреет).

При структурном травлении (HCl) магнетиты Абовянского месторождения проявляют зональное строение; такая структура отчетливо видна среди мартитизированных зерен магнетита.

Теорет. состав (в %): FeO—31,03 и Fe₂O₃—68,97.

В магнетитах, распространенных на территории АрмССР, в качестве элементов-примесей присутствуют: Ti, V, Mg, Mn, Ni, Co, Cr, Cu, Al, Si и др. элементы.

Все железорудные месторождения и проявления АрмССР группируются в семь железорудных формаций: собственно-магматическую, контактово-метасоматическую (скарбовую), гидротермально-метасоматическую, осадочно-метаморфогенную, экзогальционно-осадочную, осадочную (прибрежно-морские россыпи).

Магнетит собственно магматического (гистеро-магматического) происхождения развит в ультраосновных и основных рудоносных верхнеэоцен-олигоценых интрузивных комплексах Мегринского и Баргушатского рудных районов, входящих в Памбак-Зангезурскую структурно-металлогеническую зону Арм ССР.

В габброидах, пироксенитах, амфиболитах и оливинитах отмеченных рудных районов магнетит проявлен в виде густых вкрапленников, прожилков, гнезд, линз, шпиров, полосок, сгустков и других форм выделений на Сваранцском и Камакарском месторождениях.

Железные руды обоих месторождений представляют собой ультраосновные породы: пироксениты, амфиболиты и оливиниты, богатые магнетитом, титаномagnetитом, с подчиненным значением ильменита.

Таблица 36

Полуколичественные спектральные анализы ранне- и позднемагматических магнетитов Сваранцского железорудного месторождения, в %

	10 ^a	10 ^b	28	1 59	231 ^b	250
Si	5,0	1—3	1—5	0,3—1,0	1,0	1,0
Al	3,0	0,3	0,3	3,0	3,0	3—10
Mg	1—3	0,3	1—3	3—10	3—10	3—10
Ca	1—3	0,3	1—3	0,03—0,1	0,1	0,03
Fe	>10	>10	>10	>10	>10	>10
Mn	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Ni	0,03	0,003	0,01	0,1	0,03—0,1	0,03
Co	0,01—0,03	0,003	0,01	0,03	0,01	0,01—0,03
Ti	3,0	1,0	1—3	3—10	3,0	3,0
V	0,1—0,3	0,03	0,1—0,3	0,3—1,0	0,1—0,3	0,3—1,0
Cr	—	0,01	0,003	0,01—0,03	0,1—0,3	1,0
Zr	0,003—0,01	—	?	0,01	0,001—0,003	0,003
Cu	0,1	0,03	0,01	0,01—0,03	0,0003—0,001	0,001
Ga	0,1—0,3	0,003	0,01	0,03	0,03	0,03
Sr	×	0,003	×	0,001	0,001	0,0003

Наименование проб: № № 10^a и 10^b—магнетиты из амфиболитизированных габбро; № 28—магнетит из оливиновых габбро; № № 231^b, 1/59 и 250 магнетиты из массивных титаномagnetитовых руд.

Одной из наиболее характерных специфических особенностей магнетитов собственно магматических месторождений АрмССР является постоянное присутствие структуры распада твердых растворов шпинели, реже-ильменита в зернах магнетита.

Химическими и спектральными анализами в магнетитах из железных руд и вмещающих габброидов собственно магматической титаномagnetитовой формации установлено: Zn, Pb, Ag, Li, Ba, Nb, Ta, Y, Yb, Ge, Au, Pt и элементы¹ ее группы, высокое содержание Ti, V, Mg, Mn, Ni, Co (табл. 36).

¹ Содержание платины и элементов ее группы, а также золота в магнетитах определено также пробирным методом анализа.

Результаты химических анализов, пересчеты на изоморфный состав (миналы) показывают, что соотношение окиси и закиси железа исследуемых магнетитов Сваранцкого и Камакарского месторождений несколько отличается от теоретического соотношения обычных магнетитов. В рассматриваемых магнетитах коэффициент соотношения окисного железа к закисному всегда больше, чем этот коэффициент обыкновенных магнетитов (табл. 37). В этих

Таблица 37

Химический состав магнетитов Сваранцкого и Камакарского железорудных месторождений, в %

№№ проб	10/60	250/60	1/59	КМ—5/64	300м/75
Окислы					
SiO ₂	5,60	1,01	1,72	2,81	3,32
TiO ₂	5,27	7,22	8,52	3,69	1,98
Al ₂ O ₃	не опр.	3,07	не опр.	3,80	3,58
Fe ₂ O ₃	52,15	51,64	54,70	59,90	58,06
FeO	33,40	32,06	31,86	24,55	27,49
М О	0,29	не опр.	0,29	0,23	0,25
CaO	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	2,82
MgO	0,79	2,85	3,38	5,33	2,47
Na ₂ O	не опр.	не опр.	не опр.	0,10	0,40
K ₂ O	не опр.	не опр.	не опр.	0,10	0,19
P ₂ O ₅	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0,13
V ₂ O ₅	0,15	0,62	0,20	0,22	0,22
Cr ₂ O ₃	0,25	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
Сумма	98,70	98,47	100,67	100,54	100,99
(Fe общ.)	63,04	61,08	63,07	61,02	62,02
М и н а л ы в %					
Магнетит	73,09	72,95	70,11	63,42	81,26
Ильменит	7,38	13,03	11,03	6,10	4,03
Шпинель	19,43	14,02	15,09	27,51	13,91
Якобсит	0,10	—	3,77	3,97	0,80

Примечание: спектральными анализами в единичных пробах магнетитов из амфиболитизированных габбро обнаружено 0,003% Pb; 0,1—0,3% Zn; 0,001% Li и 0,0001% Ag, а в магнетитах из массивных богатых руд—0,0001—0,0003% Ge (анализы проведены в ИГН АН АрмССР, аналитик Мартиросян М. Я.).

Наименование проб: 10/60—магнетит из рудовмещающих оливиновых габбро Сваранцкого месторождения; 250/60 и 1/59—магнетиты из богатых массивных титаномagnetитовых руд Сваранцкого месторождения; КМ-5/64—магнетит из богатых массивных титаномagnetитовых руд Камакарского м-ния; 300м/75—магнетит из рудных пироксенитов Камакарского м-ния (анализы произведены в ИГН АН АрмССР, аналитик Гаспарян З. Ш.).

магнетитах по сравнению с магнетитами других железорудных формаций содержание магнетитовой молекулы довольно низкое (от 63,42 до 81,26%), а шпинелевой молекулы, наоборот, высокое от 13,91 до 27,51%.

Магнетит в железорудных месторождениях гидротермально-метасоматического происхождения является наиболее распространенным рудным минералом.

По данным многочисленных химических, количественных и полуквантитативных спектральных анализов приводится содержание характерных элементов для магнетитов Абовянского железорудного месторождения (табл. 38, 39, 40).

Таблица 38

Приближенно-количественные анализы* магнетитов (10 проб) Абовянского железорудного месторождения (%)

Элементы	Пределы содержания от—до	Среднее содержание	Элементы	Пределы содержания от—до	Среднее содержание
Si	0,13 —1,0	0,44	Zr	0,00018—0,0042	0,00077
Al	0,024 —0,42	0,135	Nb	0,00056—0,0013	0,0008
Mg	0,42 —1,3	0,66	Cu	0,00042—0,0024	0,00143
Ca	0,006 —0,75	0,129	Pb	0,00032—0,0,13	0,0007
Fe	>10,0	>10,0	Zn	0,0013 —0,042	0,016
Na	0,013 —0,13	0,048	Sn	не обн.—0,0024	0,00032
Mn	0,0075—0,10	0,013	Ga	не обн.—0,0032	0,0003
Ni	0,0013—0,075	0,027	Y	не обн.—0,001	0,0003
Co	0,0018—0,010	0,0046	Ba	0,010 —0,075	0,034
Ti	0,0010—1,0	0,192	Ge	не обн.—0,00013	0,00007
V	0,0042—0,075	0,031	Be	не обн.—0,00018	0,0007

Примечание: Спектральные анализы показали в двух пробах 0,000006% Ag, в единичных пробах—0,001% La и Yb и 0,024% Sr.

* Анализы выполнены в спектральной лаборатории ИГН АН АрмССР Мартиросяном М. Я.

Магнетит в скарновых железорудных месторождениях является главным рудообразующим минералом. В разных типах скарновых железных руд магнетит тесно ассоциирует с различными минералами: гранатом, пироксеном, эпидотом, апатитом, амфиболом, скаполитом, пиритом, халькопиритом и др. В скарнах магнетит образует мелко- и среднезернистые сплошные массы, а также ксеноморфные зерна по отношению к ранневыделившимся скарновым минералам (гранату, пироксену, эпидоту).

Магнетиты из скарновых железных руд Разданского, Базумского, Ахавнадзорского и других месторождений проявляют следующие особенности.

Химические анализы* магнетитов Абовянского железорудного месторождения, в %

№ № проб Компоненты	719/68	932/76	700/68	5/76	1/77	Среднее
SiO ₂	1,07	0,86	1,98	1,23	1,50	1,32
TiO ₂	0,33	0,21	0,20	0,26	0,64	0,38
Al ₂ O ₃	0,25	2,88	0,34	0,34	1,06	1,26
Fe ₂ O ₃	68,00	68,00	68,80	69,41	65,41	67,92
FeO	27,14	26,00	25,84	27,29	30,87	27,42
MnO	0,35	н. о.	0,12	0,02	0,17	0,15
CaO	0,48	н. о.	0,95	0,81	0,20	0,48
MgO	0,75	1,73	1,20	0,60	0,10	0,87
H ₂ O	0,06	0,03	0,02	н. о.	н. о.	0,02
п. п. п.	0,65	н. о.	0,26	н. о.	н. о.	0,18
P ₂ O ₅	0,02	н. о.	0,51	0,30	0,25	0,21
NiO	0,012	не опр.	0,095	не опр.	не опр.	0,05
CoO	0,019	не опр.	0,013	не опр.	не опр.	0,016
Cr ₂ O ₃	не опр.	0,01	не опр.	не опр.	0,02	0,015
S	0,06	0,02	0,03	не опр.	не опр.	0,037
Сумма	100,10	99,75	99,56	99,60	100,22	

Минералы, в %

Магнетит	87,90	89,00	91,73	95,62	97,70
Ильменит	0,80	0,40	0,51	0,60	1,30
Шпинель	10,13	10,60	7,36	3,80	0,50
Якобит	1,17	—	0,40	0,08	0,50
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Наименование проб: № № 719/68, 700/68 и 5/76—магнетиты из массивных, богатых магнетит-апатитовых руд; № № 932/72 и 1/77—магнетиты из брекчиевидных и прожилковых магнетит-апатитовых руд.

* Анализы проб № № 719/68 и 700/68 произведены в лаборатории силикатного анализа Института геохимии и физики минералов АН УССР, аналитик А. А. Стрыгина. Анализы проб № № 5/76, 932/72 и 1/77—произведены в химической лаборатории ИГН АН АрмССР, аналитики С. Г. Чаталян и Г. М. Джрбашян.

Магнетит в скарнах Разданского железорудного месторождения парагенетически ассоциирует с гранатом и эпидотом; в них он образует мелкие неправильные зерна (размером 0,004—0,7 мм) с разрозненными и расплывчатыми контурами. Магнетит здесь развивается метасоматически по гранатам и эпидотам, часто повторяя контуры зерен этих минералов.

Количественные спектральные анализы* магнетитов Абовянского
железорудного месторождения, в %

№№ п/п	№№ проб	Э л е м е н т ы						
		Ti	Mn	V	Ni	Co	Cr	Cu
1	700Г/68	0,028	0,12	0,07	0,068	0,010	0,009	0,0021
2	912/72	0,032	0,10	0,08	0,064	0,013	0,001	0,0120
3	1/75	0,040	0,14	0,11	0,089	0,018	0,001	0,0024
4	719/68	0,085	0,11	0,13	0,078	0,013	0,009	0,0032
5	706 ^м /68	0,160	0,11	0,11	0,068	0,0035	0,0049	0,0040
6	716 ^м /68	0,320	0,078	0,19	0,083	0,010	0,0069	0,0025
7	710/68	0,360	0,08	0,32	0,071	0,011	0,013	0,0030
8	713/68	0,510	0,07	0,25	0,074	0,012	0,009	0,0049
Среднее из 8 анализов		0,191	0,10	0,16	0,074	0,011	0,006	0,0030

Наименование проб: №№ 719/68, 700Г/68, 1/75—магнетит из массивных богатых магнетит-апатитовых руд; № 716^м/68, 710/68 и 713/68—магнетит из брекчиевидных магнетит-апатитовых руд; №№ 912/72 и 706^м/68—магнетит из прожилково-вкрапленных магнетитовых руд.

* Анализы выполнены в спектральной лаборатории ИГН АН АрмССР.

Содержание магнетита в скарнах Базумского, а также Разданского месторождений варьирует в широких пределах—от редких тонких вкрапленников, вплоть до почти мономинеральных массивных магнетитовых руд.

По химическому составу магнетиты из сплошных и прожилково-шлировых магнетитовых и магнетит-апатитовых руд Ахавнадзорского месторождения обычно приближаются к теоретическому составу магнетита (табл. 41).

Магнетиты Разданского, Ахавнадзорского, Базумского месторождений характеризуются большим набором элементов-примесей (табл. 41, 42, 43, 44).

Для разданских магнетитов характерно сравнительно высокое содержание марганца, никеля, кобальта, цинка, хрома и низкое—титана и меди.

Магнетиты сравниваемых железорудных месторождений несколько отличаются также по среднему содержанию Ti, V, Co и резко отличаются по содержанию Cr, Ni, Cu и других элементов (табл. 44).

Магнетит в магнетитовых кварцитах метаморфогенного происхождения образует редкие и густые вкрапленники, цепочковидные выделения его зерен, а также полосы, прослои и другие формы.

Химический состав и миналы магнетитов
Ахавнадзорского и Базумского железорудных месторождений, в %

№№ проб	396/70	394/68	846/76	14/76
Окислы				
SiO ₂	1,74	1,93	2,08	2,55
TiO ₂	0,77	0,29	0,37	0,55
Al ₂ O ₃	0,50	0,50	н. о.	н. с.
Fe ₂ O ₃	68,09	66,54	64,33	67,00
FeO	26,32	28,74	31,70	28,74
MnO	0,13	0,43	0,06	0,06
CaO	1,40	1,25	0,36	0,36
MgO	0,69	0,39	0,33	0,33
п. п. п.	н. о.	0,59	н. о.	н. о.
P ₂ O ₅	—	—	0,05	0,09
Na ₂ O	0,26	—	0,22	0,22
K ₂ O	0,16	—	0,17	0,16
V ₂ O ₅	0,006	0,004	не опр.	—
Сумма	100,06	100,07	100,17	100,06
Fe (общ.)	68,13	68,93	69,68	69,25

Изоморфный состав (миналы) магнетитов, в %

Магнетит	93,35	95,64	99,07	93,08
Ильменит	1,70	0,46	0,80	6,07
Якобсит	0,65	1,20	0,13	0,13
Шпинель	4,30	2,70	—	—

Наименование проб: №№ 396/70 и 394/68—магнетит из богатых апатит-магнетитовых руд Ахавнадзорского м-ния; №№ 846/76 и 14/76—магнетит из богатых гранат-пироксен-магнетитовых руд Базумского месторождения.

* Анализы выполнены в химической лаборатории ИГН АН АрмССР. Анализы проб №№ 396/70 и 394/68 выполнила аналитик З. Ш. Гаспарян, а №№ 846/76 и 14/76—аналитик М. У. Давтян.

Магнетит представлен как изометричными, так и несколько продолговатыми зернами, которые ориентированно располагаются по направлению сланцеватости и полосчатости. В бедных магнетитовых кварцитах по количеству и мощности полосы магнетита обычно уступают кварцу. Зерна магнетита идиоморфны по отношению к кварцу. Размеры индивидов магнетита составляют 0,01—0,1 мм.

Химическими анализами в составе метоморфогенных магнетитов определены повышенные содержания SiO₂ и Al₂O₃ (табл. 45), что обусловлено примесями кварца в зернах магнетита.

Таблица 42

Приближенно-количественные спектральные анализы магнетитов (10 проб) из сплошных магнетитовых и магнетит-апатитовых скарновых руд Ахавнадзорского железорудного месторождения, в %

Элементы	Содержание, в %		Элементы	Содержание, в %	
	от—до	среднее		от—до	среднее
Si	0,10 — 1,0	0,26	Zr	0,00018 — 0,00024	0,00021
Al	0,24 — 0,32	0,31	Nb	0,00075 — 0,001	0,00098
Mg	0,24 — 0,42	0,36	Cu	0,00042 — 0,010	0,0020
Ca	0,042 — 0,18	0,10	Pb	0,00056 — 0,001	0,0008
Fe	>10,0	>10,0	Zn	0,042 — 0,10	0,073
Na	0,0032 — 0,013	0,0051	Ga	0,000 6 — 0,001	0,00062
Mn	0,032 — 0,56	0,49	Y	0,00032 — 0,00056	0,00045
Ni	0,0018 — 0,0042	0,0032	Ba	0,024 — 0,075	0,049
Co	0,0013 — 0,0024	0,0019	Sn	0,0001	0,0001
Ti	0,013 — 0,032	0,026	Cr	0,0024 — 0,0056	0,003
V	0,0056 — 0,013	0,0099			

* Анализы выполнены в спектральной лаборатории ИГН АН АрмССР.

Таблица 43

Полуколичественные спектральные анализы* магнетитов из скарновых руд Разданского железорудного месторождения, в %

Элементы	Пределы содержания от—до	Среднее содержание	Элементы	Пределы содержания от—до	Среднее содержание
Si	0,042 — 3,0	1,24	Cr	0,003 — 0,007	0,006
Al	1,0 — 1,8	1,277	Zr	0,0032 — 0,013	0,0038
Mg	3,0 — 4,2	3,60	Nb	0,00042 — 0,0007	0,0006
Ca	0,13 — 3,0	0,90	Cu	0,0013 — 0,010	0,0037
Fe	>10,0	10,0	Pb	0,0007 — 0,0018	0,0011
Mn	1,0 — 4,2	2,70	Zn	0,32 — 1,0	0,61
Ni	0,042 — 0,10	0,08	Ga	0,0018 — 0,0024	0,0022
Co	0,03 — 0,06	0,042	Y	0,00042 — 0,0007	0,0006
Ti	0,024 — 0,3	0,080	Ba	0,024 — 0,042	0,03
V	0,007 — 0,013	0,011			

Примечание: Спектральные анализы в одной пробе показали 0,0001% Ag, а в двух пробах—0,0042% и 0,006% Sn.

Из результатов химических и спектральных анализов видно, что магнетиты из бедных и средних магнетитовых кварцитов по составу однообразны (табл. 46), а по содержанию и соотношению Fe_2O_3 и FeO близки к теоретическому составу.

Количественные спектральные анализы магнетитов Разданского, Ахавнадзорского и Базумского месторождений, в %

№№ проб	Э л е м е н т ы						
	Ti	V	Mn	Cr	Ni	Co	Cu
Разданское месторождение							
478/67	0,05	0,007	0,18	0,013	0,031	0,0062	0,0015
479/67	0,07	0,006	0,20	—	0,016	0,0035	0,0039
469/67	0,07	0,008	1,86	0,026	0,033	0,0190	0,0031
420/67	0,11	0,013	1,70	0,012	0,039	0,0350	0,0037
Среднее из 4 ан.	0,07	0,008	0,98	0,012	0,029	0,0160	0,0030
Ахавнадзорское месторождение							
395/70	0,10	0,004	0,23	—	0,006	0,006	0,0015
396/70	0,12	0,005	0,40	—	0,006	0,010	0,0014
96 ^a /64	0,19	0,037	0,60	—	0,006	0,008	0,0047
96 ^b /64	0,31	0,006	0,44	—	0,005	0,006	0,0013
Среднее из 4 ан.	0,18	0,013	0,41	—	0,005	0,007	0,0022
Базумское месторождение							
20 ^m /73	0,11	0,009	0,04	0,0046	0,0025	0,0098	0,009
1609/73	0,04	0,005	0,09	0,0014	0,0096	0,0110	0,032
757/75	0,41	0,039	0,06	0,0040	0,0022	—	0,031
755 ^m /75	0,47	0,022	0,05	0,0025	0,0028	—	0,017
Среднее из 4 ан.	0,25	0,018	0,06	0,0031	0,0042	0,0052	0,022

Примечание: Анализы выполнены в спектральной лаборатории ИГН АН АрмССР (рук. Мкртчян Г. М.).

Мушкетовит— $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$. Сингония кубическая, встречается в виде пластинчатых, листовидных и чешуйчатых агрегатов, а также неправильных выделений.

Мушкетовит представляет собой псевдоморфозу магнетита по гематиту и образуется в эндогенных условиях в результате падения окислительного потенциала. При контактовом метаморфизме мушкетовит образуется также из лимонита и водных силикатов.

Макроскопически цвет мушкетовита черный, железно-черный, нередко с синеватой побежалостью на поверхностях пластинок и листочков. Черта черная с едва заметным буроватым оттенком.

Химические анализы* магнетитов из магнетитовых кварцитов
Меградзорского железорудного месторождения, в %

№ № проб Компоненты	№ № проб		№ № проб Компоненты	№ № проб	
	68/68	3/75		68/68	3/75
SiO ₂	3.98	2.47	K ₂ O	0.15	0.14
TiO ₂	0.63	0.54	Сумма	99.63	99.49
Al ₂ O ₃	0.54	0.86	Fe (общ.)	66.54	68.05
Fe ₂ O ₃	65.58	66.22	М и н а л ы, в %		
FeO	26.58	27.90			
MnO	0.05	0.04	Магнетит	95.27	96.53
CaO	1.40	0.70	Ильменит	1.60	1.19
MgO	0.47	0.35	Шпинель	3.02	2.07
Na ₂ O	0.22	0.27	Якобит	0.11	0.21

Наименование проб: № 68/68—магнетит из средних густокрапленных магнетитовых кварцитов; № 3/75—магнетит из бедных реддокрапленных магнетитовых кварцитов.

* Анализ выполнен в химической лаборатории ИГН АН АрмССР, аналитик З. Ш. Гаспарян.

Таблица 46

Приближенно-количественные спектральные анализы* магнетитов
Меградзорского железорудного месторождения, в %

№ № проб	Э л е м е н т ы										
	Ti	V	Mn	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	Sr	Ba
3/75	0,0008	0,0056	0,010	0,018	0,0013	0,00075	0,042	0,00056	0,01	—	0,018
68/68	0,0018	0,0042	0,013	—	0,001	0,00056	0,003	0,00042	0,0056	0,0018	0,018

Блеск металлический, непрозрачен, в очень тонких пластинках просвечивается темно-бурым цветом.

Твердость 5,5—6. Наблюдается отдельность по плоскостям пластинок и листочков.

Мушкетовит в аншлифах по своим физическим свойствам почти не отличается от магнетита. Под микроскопом в отраженном свете мушкетовит по сравнению с гематитом отличается более

низким значением отражательной способности ($R=21$) и четким проявлением буроватого оттенка (рядом с гематитом). В отличие от гематита мушкетовит легко диагностируется магнитной восприимчивостью, а от магнетита—листоватой, пластинчатой и чешуйчатой агрегатной формами.

Стандартные реактивы, применяемые при диагностике минералов, не действуют.

Мушкетовит в небольшом количестве встречается в железных рудах многочисленных месторождений и проявлений республики, но в качестве главного рудослагающего минерала большие скопления образует в железорудных месторождениях Цакери-дош (Кохб) и Мисхана в Ноемберянском районе.

Проведенное минералого-геохимическое изучение показало, что мушкетовитизация и заметное количество мушкетовита характерны для железорудных месторождений и проявлений контактово-метасоматического (Цакери-дош, Мисхана), частично скарного (Раздан, Ахавнадзор, Казнахли и др.) происхождения, развитых в контактовых и приконтактных частях гранитоидных интрузивов верхнего мела и верхнего эоцена. Мушкетовит в незначительном количестве встречается в гидротермально-метасоматических магнетит-апатитовых рудах Абовянского железорудного месторождения.

В железных рудах этих месторождений и проявлений мушкетовит тесно ассоциирует с магнетитом, гематитом, поздними сульфидами железа и меди—пиритом и халькопиритом.

Процесс мушкетовитизации в гематитах из различных типов железных руд месторождений Цакери-дош и Мисхана можно наблюдать от начальной стадии до почти полного замещения гематита мушкетовитом. При частичной мушкетовитизации сохраняются реликты гематита в полях новообразованного мушкетовита (рис. 29).

Для мушкетовитизированных железных руд характерны пластинчатая, спутанно-пластинчатая, радиально-лучистая, веерообразная, решетчатая, ячеистая и петельчатая структуры, которые унаследованы от первичных гематитовых руд.

В отношении окисных железных руд рассматриваемых месторождений следует отметить, что сульфиды (пирит и халькопирит) являются наложенными и образование мушкетовита может быть обусловлено воздействием поздних сульфидных растворов на гематитовые руды.

При воздействии сероводорода на гематит возникновение мушкетовита и пирита, по А. Г. Бетехтину, происходит следующим образом: $2\text{Fe}_2\text{O}_3 + 2\text{H}_2\text{S} = \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{FeS}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$.

Таким образом, можно предполагать, что восстановительный характер среды в последних стадиях рудоотложения обусловлен повышением роли сероводорода в гидротермальных условиях, что привело к интенсивной мушкетовитизации с сульфидной минерализацией.

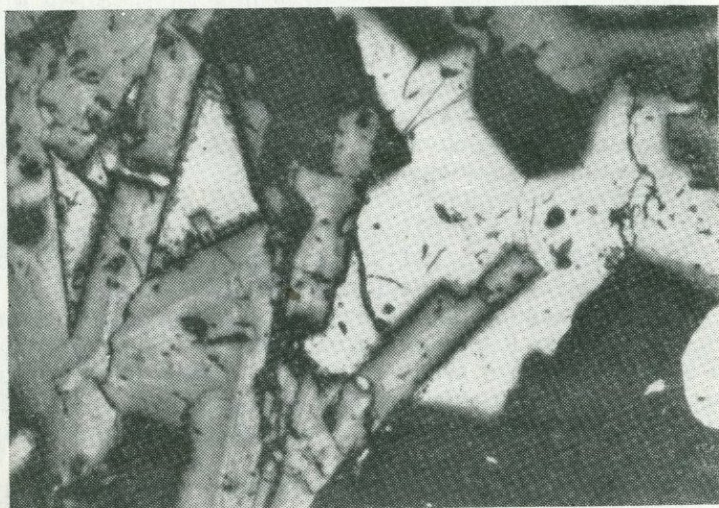


Рис. 29. Пирит-мушкетовитовая руда. Месторождение Цакери-дош (Кохб).
Полир. шиф, увел. 70. По Г. Б. Межлумяну.

Хромшпинелиды— $(\text{Mg}, \text{Fe}) (\text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_4$. Сингония кубическая. Относится к типу шпинели с формулой $\text{Fe}^{2+}\text{Cr}_2^{3+}\text{O}_4$, в которой, в зависимости от геологических условий образования Fe^{2+} может замещаться Mg^{2+} , а $\text{Cr}^{3+} \rightarrow \text{Al}^{3+}$ и Fe^{3+} , вследствие чего возникают следующие главные минеральные виды: магнохромит— $(\text{Mg}, \text{Fe}) \text{Cr}_2\text{O}_4$, хромпикотит— $(\text{Mg}, \text{Fe}) (\text{Cr}, \text{Al})_2\text{O}_4$, алюмохромит— $(\text{Fe}, \text{Mg}) (\text{Cr}, \text{Al})_2\text{O}_4$ и хромит— FeCr_2O_4 . Последний обнаружен в метеоритах, в земной коре очень редок. Все указанные минеральные виды на практике геологоразведочного и горного дела объединяются под названием „хромит“.

Хромшпинелиды встречаются в виде октаэдрических кристаллов, иногда округлых (рис. 30) или неправильной формы зерен размерами до 2 мм в качестве акцессорного минерала среди ультрамафитов и мафитов и в виде зернистых масс в качестве рудо-

образующего минерала среди дунитов. Рудообразующие хромшпинелиды слагают массивные, вкрапленные, такситовые и нодулярные руды (рис. 31). Нерудные минералы представлены серпентином, реже оливином, уваровитом, кеммереритом, хромдиопсидом, кальцитом и др.



Рис. 30. Изометрические кристаллы хромита (Crt) окружены метаморфизованной магнитной каймой. Полир. шлиф, увел. 40. Месторождение Кочкаран. По С. Б. Абвяну.

Цвет хромшпинелидов черный, в тонких шлифах они полупрозрачны или просвечивают густокрасным, коричневатокрасным или желто-красным цветом. В результате серпентинизации хромшпинелиды подвергаются процессу метаморфизма, выражающегося в появлении вокруг зерен и вдоль трещин участков с отражательной способностью, приближающейся к таковой магнетита (см. рис. 30). В проходящем свете такие участки обычно непрозрачны. Излом ровный, иногда раковистый. Черта бурая. Блеск металловидный до жирного. Твердость 5,5—7,1. Спайность отсутствует, в зернистых агрегатах наблюдается трещиноватость, трещинки заполнены серпентином. Разновидности, содержащие небольшие концентрации железа, слабо магнитны, а богатые железом и бедные хромом—сильно магнитны (Бетехтин, 1950). Метаморфизованные хромшпинелиды также магнитны в связи с переходом FeO в Fe_2O_3 , в них нарушена кристаллическая решетка, вслед-

ствие перехода хромшпинелидов в коллоидное или скрытокристаллическое состояние (Абовян, 1959).

Теоретический состав магнохромита (в %): MgO —9,69, FeO —17,26, Cr_2O_3 —73,05, (при $\text{Mg}:\text{Fe}=1:1$); хромпикотита: MgO —11,01, FeO —19,62, Al_2O_3 —27,85, Cr_2O_3 —41,52 (при $\text{Mg}:\text{Fe}$ и $\text{Cr}:\text{Al}=1:1$); алюмохромита: FeO —32,09, Cr_2O_3 —67,91.

Изучение химического состава хромшпинелидов из рудопоявлений СВ побережья оз. Севан показало, что увеличение количества Al^{3+} компенсируется уменьшением количества Mg^{2+} и, наоборот, содержание Mg^{2+} и, особенно Cr^{3+} , возрастает с понижением содержания Al^{3+} ; при этом содержание Fe^{2+} почти не зависит от колебания других компонентов в составе хромитов.

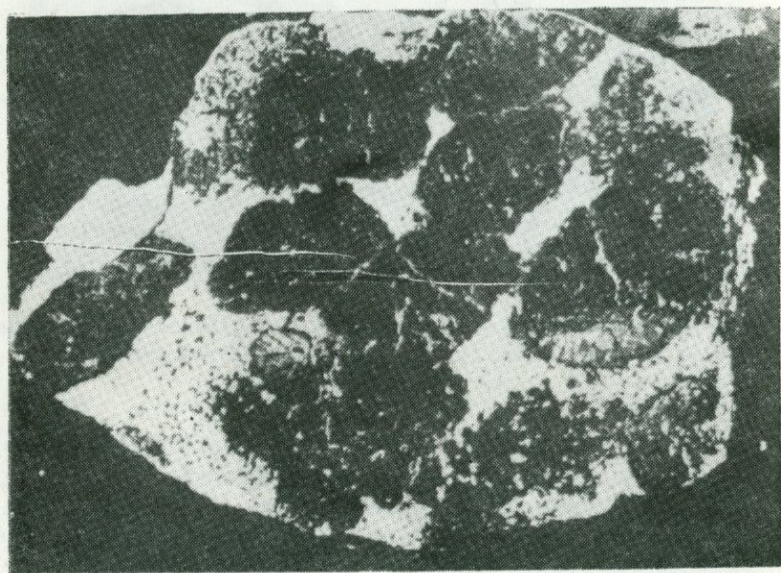


Рис. 31. Нодулярная хромитовая руда. Штуф, натур. величина. Месторождение Шоржа. По И. Г. Магакьяну

Анализами установлено (табл. 47), что магнохромиты обычно приурочены к нижним частям (придонные залежи) Шоржинского, Джил-Сатанахачского и Каранман-Зодского массивов. В них количество Mg^{2+} преобладает над Al^{3+} ; разница их содержания колеблется между 0,038 и 0,622 молекулярных процентов.

Хромпикотиты и алюмохромиты (по номенклатуре А. Г. Бетехина, 1937 и Г. А. Соколова, 1948) отмечаются в рудопоявлениях, расположенных вблизи верхних частей (верхние залежи) тех же массивов. В них содержание Al^{3+} всегда преобладает над Mg^{2+} ; разница их содержаний колеблется от 0,015 до 0,557 молекулярных процентов. Обычно хромшпинелиды верхних залежей сравнительно бедны хромом (табл. 47).

Химические составы аксессуарных хромшпинелидов (табл. 48) позволяют установить закономерности их распространения, аналогичные таковым рудообразующих хромшпинелидов.

В виде изоморфных примесей в хромшпинелидах присутствуют (в %): TiO_2 до 2, V_2O_5 до 0,2, MnO до 1, ZnO до нескольких процентов, NiO и CaO до десятых и CoO до сотых долей. Наблюдается зависимость химического состава рудообразующих и аксессуарных (табл. 49) хромшпинелидов и количественного содержания в них элементов-примесей от состава вмещающих их пород и от положения последних в теле массива. Так, глиноземистые хромшпинелиды характерны для перидотитов и дунитовых участков апикальных частей массивов; кроме того, хромшпинелиды ультрамафитов отличаются высокими содержаниями Ni , Co и V , а хромшпинелиды мафитов— Ti , Mn , Cu и Ba .

Таблица 47

Средние химические составы (в %) хромшпинелидов из хромитовых руд
СВ побережья озера Севан*

Компоненты	Нижние залежи	Верхние залежи
Cr_2O_3	49,96	34,62
FeO^{**}	17,73	16,25
SiO_2	3,18	5,27
Al_2O_3	8,26	21,08
MgO	16,41	17,28
MnO	0,27	0,21
П. п. п.	1,10	3,13

* Анализы выполнены в химлабораториях ИГН АН АрмССР и УГ АрмССР.

** Fe_2O_3 пересчитан на FeO .

Примечание: Средний состав нижних залежей рассчитан по 14 анализам, которые распределяются по массивам следующим образом: Шоржинский массив—8 анализов, Джил-Сатанахачский—2, Караман-Зодский—4.

Средний состав верхних залежей рассчитан по 11 анализам, которые распределяются по массивам следующим образом: Шоржинский массив—3 анализа, Джил-Сатанахачский—6, Караман-Зодский—2.

Химические составы (в %) аксессуарных хромшпинелидов

№№ обр. Окислы	1752	2099	1594с	1754
Cr ₂ O ₃	43,76	44,18	31,34	32,24
Fe ₂ O ₃	5,86	6,28	6,18	6,75
Al ₂ O ₃	12,34	10,34	18,72	19,34
SiO ₂	4,50	3,84	7,45	7,87
TiO ₂	0,60	0,46	0,29	0,62
FeO	10,47	9,85	8,14	9,12
MgO	16,84	17,47	20,36	17,03
CaO	1,48	3,42	2,27	2,75
MnO	0,32	0,56	0,24	0,34
Na ₂ O	0,10	—	—	0,10
K ₂ O	0,10	—	—	0,08
П. п. п.	3,04	3,87	4,79	4,15
Сумма	99,41	100,27	99,78	100,39

Примечание 1752, 2099—из дунитов нижних частей Шорижского и Джил-Сатанахачского массивов (соответственно), 1954с—из перидотитов Шоржинского массива, 1754—из дунита апикальной части Шоржинского массива, анализы выполнены в химлабораториях ИГН АН АрмССР и УГ СМ АрмССР.

Таблица 49

Элементы-примеси в аксессуарных хромшпинелидах

№№ п/п	П о р о д а	Кол-во анализов	Содержание элементов в %								
			Ti	Mn	V	Ni	Co	Cu	Zn	Ga	B
1.	Дунит серпентинизированный	10	0,114	1,02	0,104	0,147	0,063	0,028	—	0,0053	0,0024
2.	Перидотит серпентинизированный	7	0,16	0,55	0,08	0,105	0,032	0,004	0,163	0,0030	0,0022
3.	Серпентинит	4	0,14	1,42	0,07	0,102	0,128	0,026	—	0,0019	0,0030
4.	Пироксенит (жильный)	5	0,125	0,46	0,113	0,064	0,047	0,006	0,106	0,0050	0,0019
5.	Троктолит	1	0,032	0,56	0,010	0,032	0,075	0,010	0,320	0,0056	0,0032
6.	Габбро	1	0,200	0,82	0,010	0,065	0,047	0,015	0,030	0,0005	—

Гаусманит—Mn₃O₄. Теор. состав (в %): MnO—31; Mn₂O₃—69. Гаусманит кристаллизуется в тетрагональной сингонии. Наиболее широко распространен в метаморфизованных марганцевых рудах. Часто встречается также в высокотемпературных гидротермальных и контактово-метаморфизованных рудах марганца. По сравнению с браунитом выпадает в более восстановительной среде.

При региональном метаморфизме марганцевых руд образуется из гидроокислов марганца, а также из пиролюзита и браунита при восстановительных условиях (Минералы, 1967). На большинстве гидротермальных месторождений и проявлений встречается в тесной ассоциации с браунитом, якобитом, магнетитом. Образует прожилки, вкрапленники, гнезда.

Макроскопически гаусманит черного цвета, иногда с бурым оттенком. Черта красно-бурая, блеск—полуметаллический. Характерны тонкозернистые или скрытокристаллические агрегаты. Иногда встречается в виде колломорфных выделений.

Под микроскопом в отраженном свете гаусманит серовато-белого цвета. Чаще образует плотные массы, сложенные аллотриоморфно-зернистыми агрегатами. Отражательная способность у гаусманита низкая, двуотражение отчетливое. R даже в положении наиболее высокого значения ниже, чем у браунита—колеблется в пределах 20—16%. В скрещенных николях эффекты анизотропии у гаусманита яркие. Часто наблюдаются весьма характерные для гаусманита полисинтетические двойники. В иммерсии все оптические свойства проявляются ярче. Часто наблюдаются красные, с бурым оттенком внутренние рефлексы.

На территории Армянской ССР гаусманит, как один из главных рудообразующих минералов, встречается в высокотемпературных гидротермальных марганцевых рудах (Кармрашенское месторождение марганца). Часто встречается также в метоморфизованных эксгальционно-осадочных рудах марганца кремнисто-вулканогенной формации (Саринар, Сваранц). В незначительном количестве образуется на месторождениях и проявлениях эксгальционно-гидротермального и эксгальционного происхождения (Севкар-Саригюх, Ридамал).

На Кармрашенском проявлении гаусманит, наряду с браунитом, представляет собой главный рудообразующий минерал. В тесной ассоциации с последним образует микрокристаллические агрегаты, цементируя дробленные в различной степени кварцолиты. В полях браунита и якобита гаусманит образует гнезда, вкрапленники микрокристаллических выделений. В пустотах встречается в виде мелких гипидиоморфных зерен. Для гаусманита из Кармрашенского проявления полисинтетические двойники не характерны.

На Саринарском проявлении (Яшвили, 1978) гаусманит образуется среди кремней и марганцевистых силикатов в виде вкрапленников и гнезд тонкозернистых агрегатов в тесной ассоциации с браунитом, биксбитом и гематитом. Под микроскопом обнаруживает все характерные свойства. В отдельных зернах наблюдаются полисинтетические двойники. Среди кремней, в трещинах часто развивается в виде скрытокристаллических агрегатов, образуя ре-

шетчатые текстуры. Часто образует псевдоморфозы по манганиту. На Саринарском проявлении гаусманит встречается также как продукт распада высокотемпературного «вреденбургита», образуя пластинки в полях якобсита. Реже в трещинах выпадает в виде колломорфных образований скорлуповато-слоистого строения (рис. 32).



Рис 32. Колломорфные выделения гаусманита в кремнистой массе. Полир. шлиф, увел. 500, Саринарское проявление марганца. По Л. П. Яшвили.

На Сваранцком месторождении марганца гаусманит встречается в небольшом количестве в ассоциации и тесных сращениях с браунитом. В виде мелких кристаллических выделений встречается также в прожилках, сложенных пьомонтит-родонитовым агрегатом (Андрущенко, 1978).

На Севкар-Саригюхском месторождении (Яшвили, 1979) и Рндамальском проявлении (Яшвили, 1978) гаусманит имеет весьма ограниченное развитие—образуется лишь на участках, где окисные и гидроокисные соединения марганца подвергались тер-

мальному воздействию в первом случае молодых базальтовых лав, а во втором—раскаленных взрывных материалов.

В таблице 50 приведены данные рентгеноструктурного анализа гаусманита из Кармрашенского месторождения марганца.

Таблица 50

Межплоскостные расстояния гаусманита*

l	d/n	l	d/n
4	4,92	10	2,484
4	4,06	6	2,363
4	3,61	5	2,030
4	3,13	2	1,979
6	3,08	5	1,816
8	2,87	4	1,784
9	2,76	2	1,697
2	2,69	2	1,640
5	2,614	4	1,574
6	2,564	6	1,542

* Лаборатория ИГН АН АрмССР, Ревазова Н. В. Условия съемки: УРС-55, Fe α , β , D=57,3, шарик. эксп. 12 ч.

Таблица 51

Рентгенометрическая характеристика хризоберилла*

l	d/n	hkl	l	d/n	hkl	l	d/n	hkl
4	4,33	001	5	1,82	300	1	1,183	440
3	4,06	011	5	1,67	241	2	1,106	004
4	3,61	010	10	1,67	212	2	1,079	104
10	3,25	021	2	1,546	142	3	1,045	090
4	2,79	121	2	1,467	003	7	0,955	470
6	2,57	031	6	1,369	400	1	0,937	010
3	2,34	201	2	1,338	070	3	0,859	010
5	2,27	211	4	1,292	420	2	0,830	490
10	2,09	041	4	1,256	430			
3	1,97	022	7	1,213	270			

* Анализ выполнен в рентгеновской лаборатории ИГН АН АрмССР Э. Х. Хуршудян. Условия съемки: УРС-55, Cu—Ni, камера РКД, D=57,3, d=0,4 мм.

Хризоберилл—Al₂BeO₄. Хризоберилл встречается исключительно в виде хорошо образованных псевдогексагонально-бипирами-

дальних тройниковых кристаллов (рис. 33) прорастания по (031). Размеры кристаллов варьируют от 1 мм до 2—4 мм. Ввиду сильного развития граней (111), грани (100) и (011) выражены очень слабо, а часто и вовсе отсутствуют. Тройниковое срастание по характерной штриховке на грани (100) определить невозможно. Однако его легко определить по граням (121), образующим двугранные углы в основании грани (111).

Цвет хризоберилла зеленовато-желтый. Прозрачный. Характерна высокая твердость и хрупкость. Угол $2v = +66-69^\circ$. Светопреломление: $N_g = 1,755$, $N_p = 1,746$, $N_g - N_p = 0,009$. Слабый плеохроизм в желтых тонах.

Рентгенограмма хризоберилла (Мегри) показывает полное совпадение структуры с эталонной. Индифференцирование и расчет параметров элементарной ячейки показали (в Å): $a_0 = 5,479$, $b_0 = 9,384$, $c_0 = 4,42$.

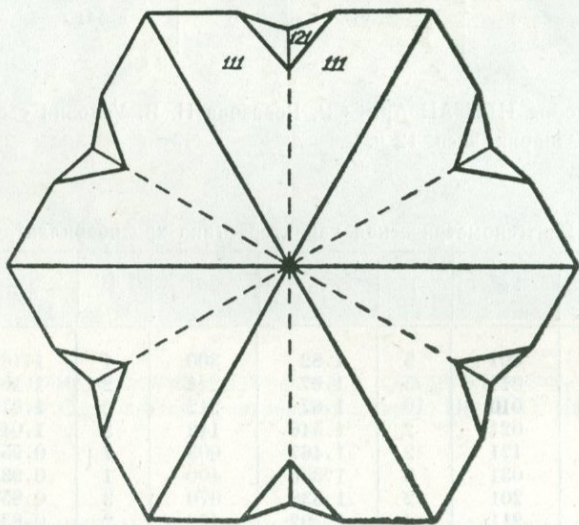


Рис. 33. Тройниковый кристалл хризоберилла (сел. Шванидзор). По Б. М. Меликсетяну

Химический состав изученного хризоберилла приведен в таблице 52.

Весьма характерно для желто-зеленых хризобериллов высокое содержание Fe, Ti, Na, Ge, Y, Sn, La, Ga.

Таблица 52

Химический состав хризоберилла*

Элементы	Содерж. в %	Элементы	Содерж. в %
Al >	10,0	Ge	0,001
Be >	10,0	Ga	0,01—0,03
Si	1,0	Sn	>0,03
Ca	0,3	Y	0,003
Mg	0,05	Yb	0,001
Fe	1,5	La	0,01
Ti	0,01—0,03	Li	0,001
Na	0,1 —0,3	Zn	0,02

* По данным приближенно-спектральных анализов (аналитик Мартиросян М. Я.).

Аксессуарный хризоберилл встречается в ассоциации с нефелином, содалитом в щелочных фельдшпатоидных пегматитах, реже в микроклин-мусковитовых пегматитах «линии скрещения» в ассоциации со шпинелью, ганитом, сине-зеленым корундом, циртолитом и титанониобиевыми минералами. Образование хризоберилла связано с явлениями десиликации и с поздними наложенными процессами содалитизации, мусковитизации и альбитизации.

Хризоберилл обнаружен в фельдшпатоидных и мусковит-микроклиновых пегматитах в связи с поздними замещающими комплексами (альбит-мусковитовый), в щелочных пегматитах, генетически связанных с щелочно-сиенитовыми фазами Мегринского плутона в пределах Пхрутского, Вартанадзорского, Калерского и Шванидзорского пегматитовых полей. Есть указания на находки хризоберилла в высокотемпературных метасоматитах Мегринского плутона (скарны, кварциты) в ассоциации с корундом и гранатом (Бабаджаниян А. К., 1970).

Пирохлор— $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{U}, \text{Ce}, \text{Y})_2(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})_2\text{O}_6(\text{OH}, \text{F})$. Минералы группы пирохлора весьма широко представлены в комплексах щелочных пород, пегматитов (Тежсарский, Мегринский, Калерский). Представлены они, по результатам проведенных исследований, следующими разновидностями: 1) эльсвортит (урановый пирохлор), 2) мариныкит (цериевая разновидность); 3) гатчеттолит (урано-танталовая), 4) обручевит (иттриево-урановая разновидность).

Пирохлор имеет следующий теоретический состав: Na_2O —8,52, CaO —15,41, Nb_2O_5 —73,05, F—5,22%. Из характерных примесей—Ti, Ta, U, Th, TR и др.

Встречается в виде октаэдрических кристаллов (рис. 34) с хорошо развитыми гранями (111), (112), слабее развиты (100). Двойники редки. Более часты выделения неправильной формы. Цвет темно-бурый до черного. Блеск смолистый. Уд. вес 4,21. Под микроскопом просвечивает красно-бурым цветом. Изотропен и рентгеноаморфен. Показатель преломления $N=2,0-2,1$. Межплоскостные расстояния приведены в табл. 53. Параметр элементарной ячейки $a_0=10,38 \text{ \AA}$, соответствует эталону пирохлора (В. И. Михеев, 1957).

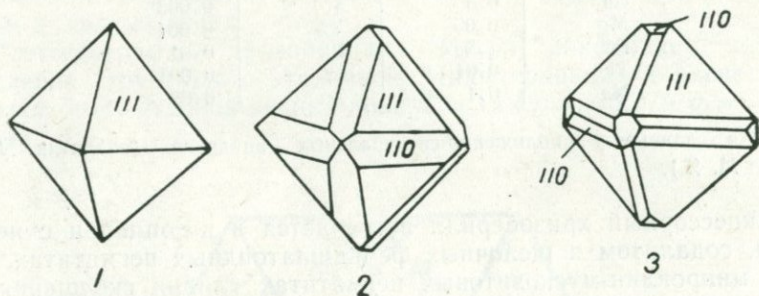


Рис. 34. Формы кристаллов пирохлора и гатчеттолита. 1. Памбак. 2. Мегри. 3. Тежсар. По Б. М. Меликсетяну.

Для химического состава пирохлора характерны (по данным спектральных анализов): Na, Ca > 3,0%, Ti (1—3%), Ce 1—3%, La (0,3—1%), Y (0,3—1%), Yb (0,03%), Th > (3,0), U (1—3%), Ta (0,1—0,3%), а также примеси Li (0,001%), Be (0,001—0,003%), Sc (0,003%), Sn (0,001%), Bi (0,01%), V (0,003%).

Таблица 53

Рентгенометрическая характеристика пирохлора*

I	d/n	I	d/n
7	3,317	8	1,658
3	3,130	4	1,489
7	3,010	2	1,339
3	2,895	2	1,310
4	2,600	2	1,293
—	—	1	1,243
9	1,832	6	1,185
4	1,712	2	1,062

* Анализ выполнен в лаборатории Львовского госуниверситета (по Меликсетяну Б. М.). Условия съемки: Fe—антикатод, $D=86$, $d=0,7$. Прокален $t=900^\circ$ 3 ч.

Пирохлор является наиболее распространенным минералом среди рассматриваемой группы. Ранее он отмечался И. Г. Магакьяном (1960), Г. П. Багдасаряном (1957), А. Г. Мидяном (1956). Образует включения в полевых шпатах и нефелине, ассоциирует с цирконом, бадделенитом, торитом, флюоритом, монацитом, ортитом и др. Интересны в отношении находок пирохлора щелочные фельдшпатоидные пегматиты района сс. Калер (рис. 35), Шванидзор, Алдара, Мегринского плутона и Тежсарского щелочного комплекса, реже встречается в пегматитах Амзачиманского и Бундукского массивов.

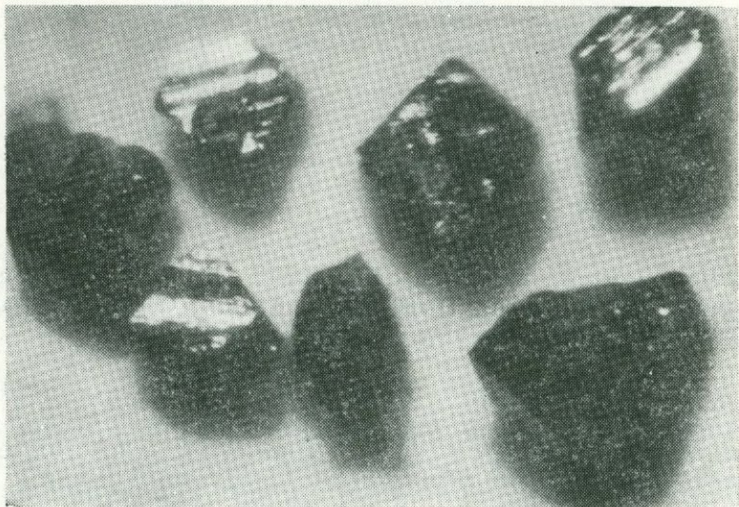


Рис 35. Кристаллы пирохлора и гатчеттолита из содалитовых пегматитов (сел. Калер). Увел. 12. По Б. М. Меликсетяну.

Обручевит—гидратированная разновидность пирохлора, обогащенная редкими землями иттриевой группы, 10—15% урана, 10—15% иногда тория и титана. Ранее описан как виикит, уран-пирохлор, эльсвортит, которые по составу близки либо к эвксениту, либо к бетафиту, хотя и отличаются структурой, близкой к таковой пирохлора. Встречается в гранитных и сиенитовых пегматитах Мегринского плутона, особенно в мусковит-альбитовых разностях.

Обручевит образует грубооктаэдрические кристаллы с искаженными гранями (111), однако более часто встречается в виде неправильных зерен, покрытых корочкой желтовато-серых продуктов изменения.

Таблица 54

Рентгенометрическая характеристика обручевита*

l	d/n	l	d/n
2	4,5	7	1,481
3	3,89	2	1,301
2	3,69	4	1,284
6	3,26	10ш	1,179
10	2,952	10ш	1,150
7	2,559	4	1,090
2ш	2,368	9ш	1,049
10	1,813	9	0,995
6	1,707	9	0,992
3	1,694	9	0,988
10	1,548		

* Анализ выполнен в лаборатории Львовского госуниверситета. Условия съемки: Fe—антикатод, D=86 мм, d=0,7 мм. Образец прокален t=850°, 3 часа. Эксп. 5 ч. По Меликсетяну Б. М.

Цвет изменчивый—от красно-бурого до желто-оранжевого, иногда оранжево-зеленого. Под микроскопом просвечивает ярко-желтым цветом. Показатель преломления $N=2,1-2,2$. После прокаливания появляется дифракционная картина, близкая к обручевиту или эльсвортиту по Г. А. Сидоренко (1966). Рассчитанный по межплоскостным расстояниям (табл. 54) параметр элементарной ячейки составляет $a_0 = 10,40 \pm 0,03 \text{ \AA}$.

Приближенно-количественным анализом установлены: Ca > 5%, Fe 1—3%, Si ~ 3%, Ti 5—10%, Nb > 5%, Ta—0,3—1%, Ce, La 1—3%, Y > 3%, Yb 0,3—1%, Th 1—3%, U > 5—10%. Из других, преимущественно адсорбированных примесей отметим Sn 0,01%, Bi 0,03%, Sb 0,3%, As 0,03—0,1%, Pb 0,1—0,3%, Mo 0,01%, V 0,03%, Zr 0,03%. Встречается в ассоциации с другими минералами тантала и ниобия, а также уранинитом, ураноторитом, иттриалитом, флюоритом, эвксенитом, литномусковитом в кварц-альбит-мусковитовых пегматитах районов развития щелочных пород Мегринского плутона.

Мариньякит—(Ce, Ca)₂(Nb, Ti)₂O₇. К мариньякиту относятся пирохлоры с 10 % и более редких земель цериевой группы.

Мариньякит образует идиоморфные октаэдрические кристаллы кубической сингонии с хорошо развитыми гранями (111), слабее (112). Цвет ярко-оранжевый. Часто грани октаэдра покрыты налетом сероватого цвета—продуктами изменения мариньякита. Прозрачен. Как правило, показатель преломления варьирует, $N=2,0-2,15$.

Рентгенограмма мариньякита (табл. 55) и рассчитанный по межплоскостным расстояниям параметр элементарной ячейки: $a_0 = 10,32 \text{ \AA}$ совпадают с эталоном по Е. И. Семенову (1963).

Таблица 55

Рентгенограмма мариньякита (Тажсарский массив)*

l	d/n	l	d/n
5	3,29	3	1,484
10	2,98	7	1,183
5	2,57	4	1,155
4	2,00	8	1,054
9	1,82	8	1,019
3	1,711	2	0,998
9	1,552		

* Анализ выполнен в рентгеновской лаборатории ИГН АН АрмССР Э. Х. Хуршудян. Условия съемки: $Fe\alpha$, $D=57,3$, $d=0,45$ мм. Эксп. 21 ч. Образец прокален 3 часа при $t=850^\circ$.

В отличие от сходного по составу пироксена характеризуется высоким содержанием суммы редких земель: $\Sigma TR_2O_3=19-15\%$. Спектральным анализом установлены: $Ti>10\%$, Ca (5%), Se ($>10\%$), La (3—5%), Y (0,3—1,0%), Nb (3—5%), Ta (0,1—0,3%), Yb (0,3%), Sc (0,03%), Bi (0,03%), Be (0,003%) и другие. Мариньякит установлен в альбитизированных сненитовых пегматитах и жилах альбитита в ассоциации с бритолином, флюоритом, ортитом, монацитом и др. Наиболее широко распространен в центральном штоке Тежсарского щелочного комплекса, особенно в нефелин-содалитовых, нефелин-ортоклазовых пегматитах, а также мусковитизированных и флюорит-биотитовых метасоматитах.

Гатчеттолит— $(Ca, Fe, U)(Nb, Ta, Ti)_2O_6 \cdot H_2O$. К гатчеттолиту в настоящее время относят те разновидности пироксена, которые обогащены танталом ($Nb:Ta=1$) и ураном, а также иттрием. Обычно содержат $Ta_2O_5=30\%$, $Nb_2O_5=35\%$, $UO_3=13-15\%$, $Pi=1-5\%$, Y_2O_3 до 5%, Fe_2O_3 до 5%, H_2O до 10%.

Гатчеттолит образует кристаллы октаэдрического габитуса с хорошо развитыми гранями (111), (311), (110), слабее (112).

Характерны двойники по (110). На гранях октаэдра (111) хорошо развита штриховка. Цвет минерала черный, бархатно-черный. Блеск смоляной. Изотропен, $N=1,78$.

Нередко поверхность кристаллов покрыта желтоватыми землистыми продуктами изменения.

Параметры элементарной ячейки гатчеттолитов, вычисленные по данным межплоскостных расстояний (табл. 56) равны: 1) Калер: $a_0=10,256$, 2) Тежсар: $a_0=10,35$, и близки к эталону ($a_0=10,29 \text{ \AA}$).

Химический состав изученных гатчеттолитов показывает обладание U над Th, высокое содержание иттрия, бария, марганца, тантала и олова (табл. 57).

По составу мегринские (Калер) гатчеттолиты близки к бетифиту, но отличаются меньшим содержанием урана и тантала.

Кроме того, в виде примеси отмечаются Cu (0,003%), Ga (0,003%), Ba (0,1—0,3%), Sr (0,3%), Zr (0,01%) и др.

Таблица 56

Рентгенометрическая характеристика гатчеттолита*

Калер		Тежсар		Калер		Тежсар	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
4	3,21	—	—	2	1,698	—	—
1	3,08	—	—	8	1,542	8	1,549
10	2,923	10	2,90	9	1,523	—	—
2	2,825	—	—	4	1,473	—	—
6	2,514	4	2,538	4	1,262	—	—
2	2,296	—	—	2	1,174	5	1,176
2	1,984	—	—	4	1,141	5	1,142
9	1,802	9	1,797	4	1,034	3	0,985
4	1,751	—	—				

* Анализ выполнен в Львовском госуниверситете. Условия съемки: гатчеттолит (Калер) Fe—антикатод, $D=85 \text{ мм}$, $d=0,5 \text{ мм}$. Образец Тежсар—в ИГН АН АрмССР: $\text{Cu}\alpha$, $D=57,3 \text{ мм}$, $d=0,45 \text{ мм}$. Образцы прокалены $t=900^\circ$ 3 ч. Эксп. 3,5 ч. По Б. М. Меликсетяну.

Таблица 57

Химический состав (в%) гатчеттолита*

№	Ca	Fe	Mn	Ti	Nb	Ta	Sn	Pb	Be	La	Ce	Y	Th	U
1	>5	1—3	0,3—1	3—10	>5	>3	0,01	0,06	0,001	1—3	1—3	0,3—1	3—5	>3,0
2	>3	>3	0,03	>5	>3	1—3	0,003	0,01	0,003	1—3	1—3	1,0	>3	>5

* По данным спектральных анализов: 1—Калер, 2—Тежсар.

Гетчеттолит ассоциирует с мариньякитом, уранинитом, цирконитом, апатитом, флюоритом, ильменорутилом и другими редкоземельными минералами в нефелин-альбит-содалитовых пегматитах (Калер) и в альбитизированных нефелин-полевошпатовых пегматитах (Тежсар).

Бетафит— $(\text{Ca}, \text{Ce}, \text{Y}, \text{U}, \text{Th}) (\text{Nb}, \text{Ti}, \text{Ta})_3\text{O}_9 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Химический состав изменчив: Nb_2O_5 —23,3—45,8%, Ta_2O_5 до 28,5%, TiO_2 —6,7—18,3%, CaO —3,1—4%, UO_2 —18,26%, $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ —12—15%, ThO_2 —5—10%, H_2O —12,5%.

Нередко встречается в щелочных сиенитах и нефелиновых монзонитах и пегматитах Мегринского и Тежсарского щелочных комплексов. Бетафит образует октаэдрические кристаллы, реже псевдотетрагонально-бипирамидальные (рис. 36) и реже пластинчатые кристаллы. Основные формы: (111), (110), (100), реже (311) и (101). Размер кристаллов и неправильных выделений 0,5—1 мм.

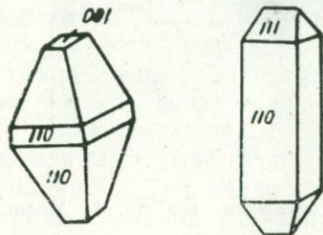


Рис. 36. Форма кристаллов бетафита. По Б. М. Меликсетяну

Цвет бетафита бурый до желто-оранжевого, иногда почти черный (рис. 37). Блеск восковой. Удельный вес $4,24 \pm 0,02$. Вокруг кристаллов бетафита отмечаются желтые продукты изменения. Изотропен, $N=1,9$ —1,95.

Межплоскостные расстояния разновидностей бетафита (табл. 58) и рассчитанные параметры элементарной ячейки: 1) Мегри $a_0=10,22\text{\AA}$. 2) Тежсар $a_0=10,24\text{\AA}$ (эталон $a_0=10,20$ — $10,42\text{\AA}$).

Судя по спектральным анализам, наблюдаются некоторые вариации в содержании кальция, титана и урана, что приближает некоторые разности черного цвета к титанобетафиту (анализ № 2) и к менделеевиту—анализ № 3 (табл. 59).

Из сорбированных примесей постоянно отмечаются: Si (1—3%), Sb (0,01%), Li (0,003%), Mn (0,1—0,3%), Fe (0,3—1%), Al (0,1—0,3%), Bi (0,003%), а также следы Mg, Zr, Zn, Ga. Бетафит встречается в сиенитовых (Аткиз), щелочных (Шванидзор), гранитных (Мюльк), нефелин-содалитовых (Калер, Тежсар), незамещенных разностях пегматитов. Обычно ассоциирует с ильме-

норутилом, давидитом, торитом, ураноторитом, турмалином, меланитом, ортитом, монацитом и др.



Рис. 37. Осколки кристаллов буро-коричневого бетафита. По Б. М. Мелик-селяну.

Таблица 58

Рентгенометрическая характеристика бетафита

Тежсар		Мегри		Тежсар		Мегри	
l	d/n	l	d n	l	d ₁ n	l	d n ●
6	3,28	7	3,26	8	1,546	5	1,550
9	2,97	10	3,00	8	1,477	4	1,484
7	2,82	4	2,80	7	1,277	1,5	1,243
4	2,47	4	2,57	2	1,146	2	1,145
—	—	—	—	6	1,049	2	1,044
2	2,004	1	1,978	4	1,042	—	—
9	1,805	7	1,820	—	—	2	0,986
3	1,670	2	1,630	—	—	1,5	0,936

Условия съемки: 1) Лаборатория ИМГРЭ, Cu—Ni, D=57,3 мм, d=0,6 мм. Эксп. 10 ч. (Мегри). 2) Лаб. ИГН АН АрмССР, аналитик Хуршудян Э. Х., Feα,β, D=57,3 мм, d=0,45 мм. Эксп. 21 ч. Образцы прокалены t=900° в течение 3 ч.

Химический состав (в %) бетафитов*

№	Ca	Ti	Nb	Ta	Be	Sn	Pb	La	Ce	Y	Yb	Th	U
1	>3	>5	>3	0,3	0,003	0,001	0,02	0,3—1	3—5	1,0	0,3	3,0	3
2	>3	>10	>3	0,2	0,003	0,003	0,01	3	0,3—1	1,0	0,3	1—3	3
3	>10	>5	>3	0,3	0,003	0,003	0,01	0,3—1	0,3—1	1,0	0,1	0,3—1	3
4	>3	>5	>3	0,1	0,001	0,001	0,03	0,3—1	1—0	0,3—1,0	0,2	1—3	3

* По данным спектральных анализов: 1—Тежсар, фельдшпатоидный пегматит; 2—полевошпатовый пегматит (Аткиз); 3—кварц-альбит-мусковитовый пегматит (Гюмаранц); 4—кварц-полевошпатовый пегматит (Мерри).

Криptomелан— $K_2Mn^{2+}Mn_8^{4+}O_{16} \cdot H_2O$. Состав не постоянен.

Криptomелан кристаллизуется в тетрагональной сингонии. Для него главным образом характерны плотные скрытокристаллические агрегаты в виде почек, гроздьев, натеков. Образует также рыхлые землистые массы. Гораздо реже встречается в виде мелких кристаллических зернистых агрегатов (рис. 38). Во всех случаях встречается в тесной ассоциации с голландитом.

Макроскопически криptomелан, образующий колломорфные агрегаты, темно-бурого до черного цвета. Черта бурая. Блеск смоляной. Для очень плотных разностей характерен раковистый излом, с тонкой иризирующей побежалостью. Для кристаллически-зернистых агрегатов характерен металлический блеск и серый цвет. Твердость криptomелана колеблется в широких пределах: для рыхлых разностей приближается к 1, а для плотных—6—6,5.

В отраженном свете в полях пиролюзита криptomелан серый, в полях гаусманита—белый. В хорошо отполированных шлифах отражательная способность ниже, чем у пиролюзита—составляет 27—25%. Двухотражение слабое, но при больших увеличениях заметно отчетливо. В иммерсии отражательная способность снижается довольно сильно, особенно у не очень плотных разностей. Двупреломление и эффекты анизотропии проявляются интенсивнее. Внутренние рефлексы не наблюдаются.

Часто под микроскопом криptomелан обнаруживает метаколлоидные структуры в виде раскристаллизованных в различной степени почек, гроздьев (рис. 39).

Раскристаллизованные разности часто образуют характерный для криptomелана «ледовый» узор и сноповидные агрегаты ра-

днально-лучистого строения. Концентрически-слоистое строение почек, сложенных криптомеланом, хорошо видно под электронным микроскопом.

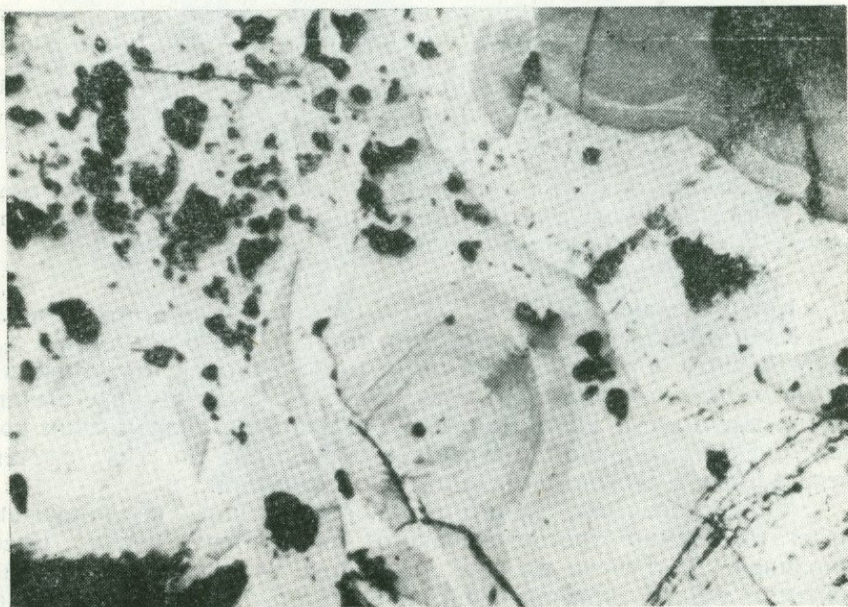


Рис. 38. Мелкокристаллический криптомелан между почками голландита. По-
лир. шлиф, увел. 100. Мартиросское проявление. По Л. П. Яшвили.

Данные приближенно-количественных спектральных анализов мономинеральных фракций криптомелана с примесью голландита приведены в табл. 60. По данным химических анализов той же фракции криптомелана из Севкар-Саригюхского месторождения марганца имеем (в %): MnO —12,20; MnO_2 —52,40; BaO —6,41; K_2O —2,7; Na_2O —0,4; Ti_2O —0,6; SiO_2 —0,79; Fe_2O_3 —4,07; H_2O^+ —2,42; H_2O^- —0,92.

Надо отметить повышенное содержание в криптомелане Co , V , Cu , As и особенно таллия. Последний в виде изоморфной примеси в криптомелане замещает калий.

В табл. 61 приведены данные рентгеноструктурного анализа различных криптомеланов из некоторых месторождений Армении.

В марганцевых рудах Армянской ССР криптомелан является одним из наиболее распространенных минералов. Как основной ру-

дообразующий минерал, он входит в состав руд Севкар-Саригюхского месторождения марганца и Мартиросского проявления. На Кармрашенском, Сваранцском и Саринарском проявлениях имеет подчиненное значение. В первом случае развивается в тесной ассоциации с голландитом. На Севкар-Саригюхском месторождении криптомелан выпадает в раннюю стадию гидротермального этапа рудоотложения. Образует прожилки, гнезда. Местами цементирует раздробленную вмещающую породу.

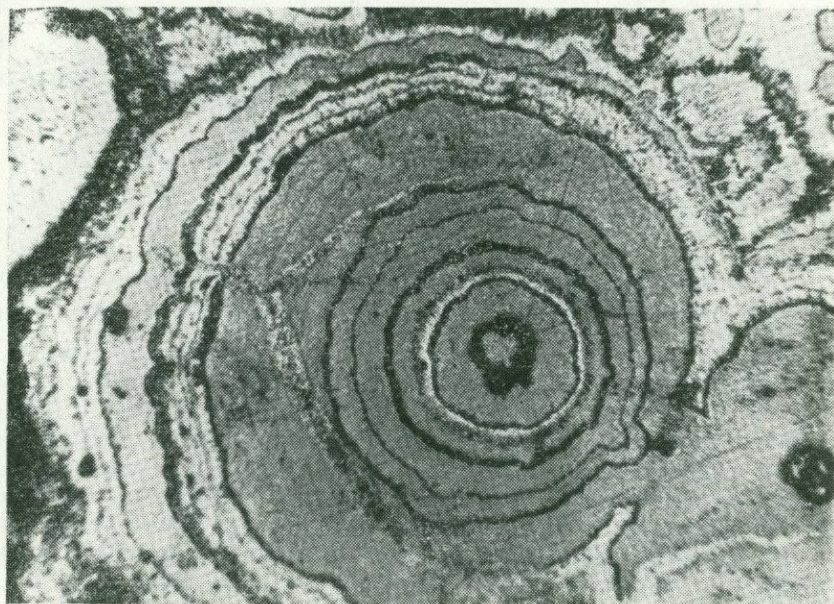


Рис. 39. Криptomелан-голландитовая почка концентрически-слоистого строения. Полир. шлиф, увел. 150. Севкар-Саригюхское месторождение. По Л. П. Яшвили.

На Мартиросском проявлении криптомелан образует две генерации. Криptomелан ранней генерации представляет собой коллоидные образования в виде почек, натеков. Криptomелан же поздней генерации в виде тонкокристаллических агрегатов выполняет межпочечные пространства. Часто цементирует катаклазированные почки, сложенные голландитом и криптомеланом ранней генерации.

Данные приближенно-количественных спектральных анализов (в %) криптомелана с небольшой примесью голландита

Элементы	Севкар—Саригюх	Мартирос	Элементы	Севкар—Саригюх	Мартирос
Si	0,32	0,1—0,3	Cu	0,42	—
Al	0,32	>1	Pb	—	>0,001
Mg	0,32	0,3—1	Sb	—	0,01—0,03
Ca	3,2	>>1,0	As	0,1	—
Fe	0,42	0,1—0,3	Zn	—	0,003
Na	1,0	1,0	Tl	1,0	—
K	3	3—10	Y	—	0,003
Mn	>10	>10	Yb	—	0,0003—0,001
Ni	0,0032	0,003—0,01	Sr	0,056	—
Co	0,32	—	Ba	3,2	3
Ti	0,0042	0,03	Li	—	0,0006
V	0,1	>0,1	Be	0,001	—
Mo	0,024	—			

Примечание: Анализы выполнены в спектральной лаборатории ИГН АН АрмССР под рук. Г. М. Мкртчяна.

Голландит— $\text{BaMn}^{2+}\text{Mn}_8^{4+}\text{O}_{16} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Состав не постоянен.

Голландит кристаллизуется в тетрагональной сингонии. Образуется в тесной ассоциации с криптомеланом. Слагает коллоидные почковидные или мелкозернистые радиально-лучистые скопления. Последние развиваются вокруг почек, сложенных криптомелан-голландитовым агрегатом. Иногда среди карбонатной массы встречается в виде обособленных гнезд субмикроскопических размеров радиально-лучистого строения. Макроскопически почковидные агрегаты бурого или черно-бурого цвета; кристаллически зернистые—серо-черные. Излом раковистый, блеск смоляной, черта черная.

Под микроскопом в отраженном свете голландит серо-белого цвета. В полях криптомелана белый с едва заметным желтым оттенком. В полях пиролюзита—серый. Отражательная способность умеренная, ниже чем у пиролюзита (порядка 27—28%), у почковидных агрегатов приближается к таковой криптомелана. У железосодержащих разностей R заметно понижается. Двухотражение отчетливое, но слабее, чем у криптомелана. Эффекты анизотропии довольно яркие. Внутренние рефлексы не наблюдаются.

Для почковидных агрегатов характерны структуры «ледового узора», вытянутые радиально от центра почек (рис. 40).

Данные приближенно-количественного спектрального анализа почковидных агрегатов голландита с небольшой примесью крипто-

мелана приведены в табл. 62. Необходимо отметить повышенное содержание Fe, Al, V, Ti, Co, которые входят в состав голландита в виде примеси.

Таблица 61

Межплоскостные расстояния криптомелана

Севкар—Саригюхское месторождение								Мартиросское проявление	
1) очень плотный черный		2) очень плотный бурый		3) рыхлый		4) данные электрограммы		5) кристаллически зернистый	
l	d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n
5	7,03	—	—	—	—	—	—	ср.)*	6,91
—	—	—	—	—	—	ср.	5,05	сл.	5,00
4	4,85	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	ср.	4,45	—	—
3	4,11	—	—	—	—	—	—	—	—
2	3,47	—	—	—	—	—	—	сл.	3,30
8	3,13	8	3,084	8	3,09	ср.	3,12	о. с.	3,08
—	—	—	—	—	—	о. сл.	2,74	о. с.	2,73
—	—	—	—	—	—	сл.	2,57	—	—
10	2,38	10	2,381	10	2,38	о. с.	2,40	с.	2,37
8	2,145	7	2,140	2	2,157	ср.	2,155	ср.	1,14
1	1,995	—	—	—	—	—	—	о. сл.	2,09
—	—	—	—	—	—	о. сл.	1,95	о. сл.	1,90
4	1,822	5	1,81	3ш	1,81	ср.	1,835	ср.	1,82
—	—	—	—	—	—	о. сл.	1,642	—	—
—	—	4	1,53	6ш	1,539	ср.	1,538	ср.	1,54
—	—	—	—	—	—	ср.	1,497	—	—
3	1,418	5	1,422	—	—	с.	1,425	сл.	1,43
3	1,358	—	—	—	—	о. сл.	1,355	сл.	1,34
1	1,301	3	1,297	3	1,29	—	—	ср.	1,29
—	—	—	—	—	—	ср.	1,235	—	—
—	—	—	—	—	—	о. сл.	1,148	—	—
—	—	—	—	—	—	о. сл.	1,077	—	—
—	—	—	—	—	—	сл.	0,913	—	—
—	—	—	—	—	—	сл.	0,842	—	—
—	—	—	—	—	—	сл.	0,810	—	—

1) Центр. лаборатория Управления геологии АрмССР. Условия съемки: УРС-70, Fea, β, D=57,3, d=0,5, эксп. 12 ч.

2) Лаборатория ИГН АН АрмССР, Ревазова Н. В. Условия съемки: УРС-55, Fea, β, D=57,3, шарик, эксп. 10 ч.

3) Лаборатория ИГН АН АрмССР, Ревазова Н. В. Условия съемки: УРС-55, Cua, D=57,3, d=0,3, эксп. 8 ч.

4) Лаборатория электронографии и эл. микроскопии ИГН АН АрмССР.

5) Лаборатория Арминпроцветмета. Условия съемки: УРС-60, Fea, β, D=57,3, d=0,5, эксп. 12 ч.

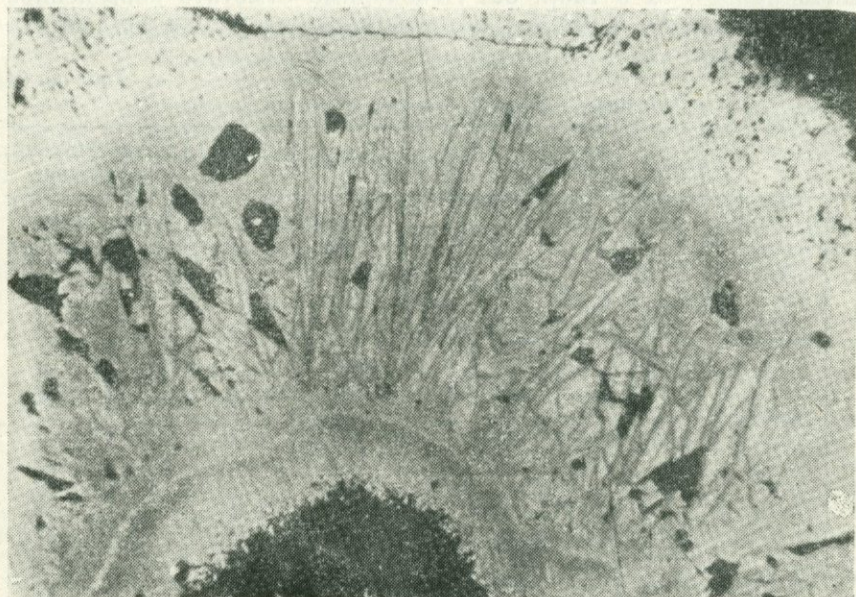


Рис. 40. Голландит метаколлоидной структуры с характерным «ледовым» узором. Вокруг почки развивается тонкозернистый криптомелан. Полир. шлиф, масляная иммерсия, увел. 1500, николи II. Мартиросское проявление. По Л. П. Яшвили.

Таблица 62

Данные приближенно-количественного анализа голландита (в %)

Элементы	1	2	Элементы	1	2
Si	8,8	5,6	Cu	0,063	0,032
Al	2,5	2,4	Pb	0,0006	—
Mg	0,08	0,24	Ag	0,00012	—
Ca	0,55	1,8	As	0,017	0,01
Fe	1,13	0,042	Zn	0,038	—
Na	0,6	1,0	Tl	—	0,0056
K	—	1,0	Yt	0,0025	0,0042
Mn	»10	»10	Yb	0,0015	0,00042
Ni	0,051	0,056	Sr	0,12	0,42
Co	0,055	0,44	Ba	3,45	3,2
Ti	0,1	0,24	Li	—	0,01
V	0,65	0,32	Be	0,0013	0,0024
Mo	0,063	0,056			

Примечание: Анализы выполнены в спектральной лаборатории ИГН АН АрмССР, под рук. Г. М. Мкртчяна.

Межплоскостные расстояния голландита

Севкар—Саригюх (1)		Мартирос (2)		Севкар—Саригюх		Мартирос	
l	d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n
6	6,90	с.	6,91	1	1,87	—	—
4	4,90	с.	4,90	—	—	с.	1,83
2	3,70	—	—	4	1,80	—	—
1	3,40	сл.	3,47	—	—	сл.	1,64
7	3,10	о. с.	3,09	3	1,54	сп.	1,54
2	2,49	—	—	3	1,42	сп.	1,43
9	2,39	с.	2,39	—	—	сл.	1,36
3	2,27	о. сл.	2,29	2	1,34	—	—
7	2,17	сп.	2,15	2	1,29	сл.	1,29
4	2,10	—	—	1	1,15	—	—
—	—	о. сл.	2,02	—	—	сл.	1,08
3	1,90	—	—	1	1,04	—	—

1) Центральная лаборатория Управления геологии АрмССР, аналитик Р. Г. Мхитарян. Условия съемки: УРС-70, Fe α , β , D=57,3, d=0,5, эксп. 12 ч.

2) Лаборатория Армнипроцветмета. Условия съемки: Fe α , β , D=57,3, d=0,5, эксп. 10 ч.

В табл. 63 приведены данные рентгеноструктурного анализа двух образцов голландита. Обр. 1 представляет собой тонкокристаллический агрегат радиально-лучистого строения из Севкар-Саригюхского месторождения марганца; обр. 2—почка метаколлоидного строения из Мартиросского проявления марганца.

На территории Армянской ССР голландит входит в состав гидротермальных марганцевых руд как один из главных рудообразующих минералов. Как уже было отмечено выше, образуется в тесной ассоциации с криптомеланом.

На Мартиросском проявлении голландит выпадал в начальной стадии процессов рудоотложения. Здесь он образует почковидные агрегаты в виде гнезд и корок концентрически слоистого строения (рис. 41) в пустотах и порах андезито-базальтов. На Мартиросском проявлении образуется голландит двух генераций. Голландит ранней генерации, в отличие от позднего, содержит повышенное количество железа. Содержание железа в почковидных выделениях колеблется. Высокие содержания чаще наблюдаются во внутренних частях почек. Характерно также повышенное содержание V, Ti, Ni, Co, Mo, достигающее сотых, а иногда и десятых долей процента.

Голландит поздней генерации цементирует катаклазированные почки голландита ранней генерации.

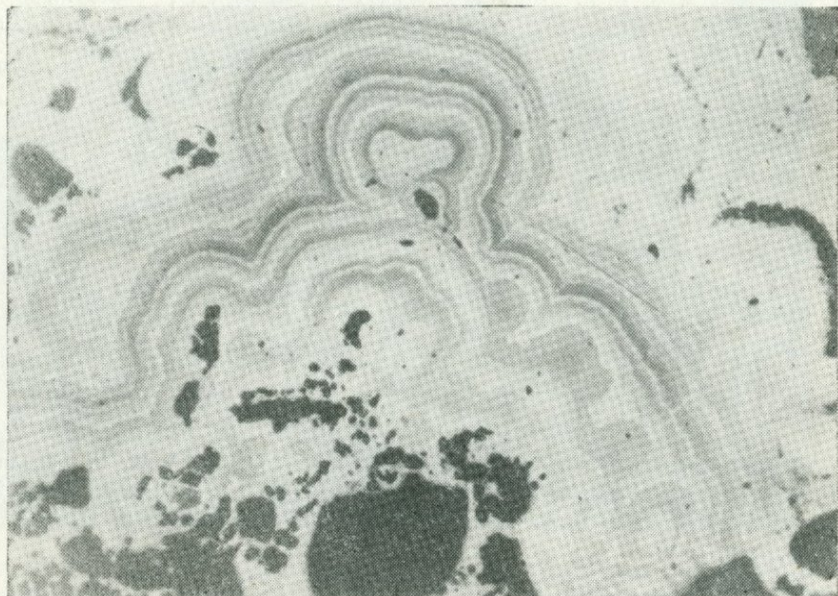


Рис. 41. Концентрически-зональное строение почковидных выделений голландита и криптомелана. Полир. шлиф, увел. 100. Мартиросское проявление. По Л. П. Яшвили.

На Севкар-Саригюхском месторождении (Яшвили, 1980) голландит встречается исключительно в рудах гидротермального этапа оруденения. Так же как и на Мартиросском проявлении образует две генерации: ранний выпадает в виде колломорфных агрегатов, в ассоциации с криптомеланом, образуя концентрически скорлуповатые агрегаты. Голландит поздней генерации образует оторочки на почках и фестонах окисных соединений марганца в виде мелких короткопризматических кристаллов.

Тодорокит— $(\text{Mn}^{2+}, \text{Ca}, \text{Ba})_2\text{Mn}_6^{3+}\text{Mn}_{11}^{4+}\text{O}_{33} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Точный состав не установлен.

Сингония тодорокита достоверно не установлена. По данным некоторых авторов, псевдоромбическая.

Макроскопически тодорокит темно-коричневого, иногда почти черного цвета. Черта коричневая. Блеск металлический, у землистых разностей полуметаллический до матового.

Под микроскопом в проходящем свете тодорокит темно-коричневый, иногда непрозрачный. Показатель преломления высокий, по данным разных авторов, колеблется в пределах 1,74—2,35. Плеохроизм в коричневых тонах. Двуосный, отрицательный.

В полированных шлифах тодорокит серый, разной интенсивности. Цвет находится в прямой зависимости от содержания воды. Отражательная способность низкая—порядка 21—24%, двуотражение слабое, сильно анизотропен. Внутренние рефлексии бурые или красно-бурые.

В рудах Армянской ССР тодорокит обнаружен П. Ф. Андрущенко (1978) на Сваранцком месторождении марганца, где развигается в незначительном количестве в полуокисленных манганит-браунитовых рудах. Обычно образует псевдоморфозы по брауниту и манганиту. Встречается также в виде почковидных выделений с концентрически-зональным строением.

В табл. 64 приведены данные рентгеноструктурного анализа скрытокристаллического плотного тодорокита из Сваранцкого месторождения (по П. Ф. Андрущенко).

Таблица 64

Межплоскостные расстояния тодорокита*

l	d/n	l	d/n
10	9,55	2	2,14
4	7,16	1	1,84
7	4,87	1	1,766
7	4,54	2	1,699
3	3,35	2	1,647
4	2,73	3	1,581
3	2,59	4	1,538
10	2,44	10	1,419
3	2,33	2	1,323

* Рентгенограмма заимствована из работы П. Ф. Андрущенко (1978).

Рансьеит— $(Ca, Mn^{2+}Mn^{4+}O_9 \cdot 3H_2O$. Точный состав не установлен.

Рансьеит кристаллизуется в гексагональной сингонии. Образует мелкие призматические, тонковолокнистые, тонкопластинчатые радиально-лучистые или скрытокристаллические агрегаты. Часто встречается в виде нераскристаллизованных или слабо-раскристаллизованных колломорфных скоплений. Образуется в тесной ассоциации с пиролюзитом и с гидроокислами железа в рудах некоторых марганецсодержащих сульфидных, а также осадочных и эксгальационно-осадочных марганцевых месторождений.

Цвет рансьента серебристо-серый, черный, бурый, густо-фиолетовый. Черта буро-коричневая. У хорошо раскристаллизованных разностей блеск металлический. В осколках просвечивает.

Под микроскопом в отраженном свете рансьент серый. Отражательная способность средняя, приближается к таковой криптомелана и голландита. Двухотраженное отчетливое, эффекты анизотропии сильные.

В рудах Армянской ССР рансьент обнаружен на Сваранцком месторождении, на Кармрашенском и Саринарском проявлениях марганца. В рудах Сваранцкого месторождения марганца (Андрущенко, 1978) имеет широкое распространение. Образует гнезда, вкрапленники, в полуокисленных браунит-родонитовых рудах, по видимому, образуется за счет окисления родонита. В виде тонко-олокнистых и тонкокристаллических агрегатов выполняет микро-трещинки, образуя сеть жилков.

На Кармрашенском проявлении рансьент имеет ограниченное развитие. Встречается в окисленных рудах в ассоциации с пиролюзитом. Выполняет пустоты и микротрещины в виде скрытокристаллического агрегата.

Не исключено, что рансьент также входит в состав и других марганцевых проявлений Армянской ССР, но ввиду большого сходства с пиролюзитом и с минералами группы псиломелана, пока обнаружить его не удавалось.

Фергусонит— $Y(Nb, Ta, Ti)O_4$. Химический состав (в %): CaO —1,96, Y_2O_3 —36,47, CeO —4,16, Nb_2O_5 —47,1, Ta_2O_5 —5,1, Mn —0,13, Fe —0,71.

Фергусонит образует призматические, реже боченковидные кристаллы тетрагональной сингонии с различной степенью развития граней призмы (230), дипирамиды (111) и пинакоида (001). Чаще встречаются неправильные выделения, включенные в калишпат. Как правило, поверхность кристаллов покрыта оранжевыми корочками вторичных продуктов изменения.

Цвет черный, черно-бурый. Очень характерны внутренние огненно-красные рефлексy. Блеск сильный, смолистый. В иммерсионных препаратах под микроскопом просвечивает красно-бурым цветом. Изотропизирован, $N \geq 2,1$. Как правило, рентгеноаморфен; но при прокаливании до 900° (менее часа) проявляется рентгенограмма тетрагонального фергусонита, при более длительном прокаливании (более 1 часа) и рефлексy моноклинного (β —фергусонит) (табл. 65).

Изученные фергусониты из мусковитовых пегматитов Мегринского плутона подтверждают надежность диагностики (табл. 66).

Рентгенометрическая характеристика фергусонита

l	d/n	l	d/n	l	d/n
10	3.31	3	1.786	4	1.154
10	3.07	8	1.558	4	1.058
5	2.751*)	3	1.510	2ш	1.045*)
5	2.584	2	1.478*)	6	0.996*)
6	2.151	3	1.468*)	5	0.877*)
6	1.876	2	1.218	5	0.864*)
8	1.825	3	1.185*)	3	0.819*)

Анализ выполнен в рентгеновской лаборатории ИГН АН АрмССР Э. Х. Хуршудян. Условия съемки: УРС-70, Cu—Ni, D=57,3, d=0,45. Экспозиция 16 часов. Образец прокален 3 ч., при $t=900^{\circ}$. Звездочкой обозначены межплоскостные расстояния β —фергусонита.

Таблица 66

Химический состав фергусонита по данным спектральных анализов (%)

	Pb	Sn	Sb	Bi	Ti	Nb	Ta	Y	La	Yb	Er	Th	U
784	0,3	0,006	0,30	0,2	~3.0	>10	~1.0	5	0.3—1	0.3	0.3	>5	>10
790	0,1	0,003	0,03	0,3	~1.0	>10	~1.0	10	0.3—1	0.3	0.3	>3	>5

Из других характерных элементов-примесей отметим: Мп (0,07%), Ва (0,03%), Ве (0,01—0,03%), Се (0,3—1%), Fe (1—3%).

Наиболее часто фергусонит встречается в мощных полевошпат-мусковитовых пегматитах с наложенными процессами альбитизации, мусковитизации в ассоциации с гадолинитом, ториянитом, турмалином, ксенотимом и цирколитом, монацитом, торитом, флюоритом и литиомусковитом (Калер, Буртин-Кар, Кармир-Кар, Шавзир). Пегматиты и альбититы с фергусонитом тяготеют к калиевым щелочным сненитам Шванидзорского комплекса на ЮВ Мегринского плутона.

Ильменит— FeTiO_3 . Синоним титанистый железняк. Сингония тригональная, характерны мелкие зерна неправильной формы. Нередко образует сплошные зернистые массы, таблитчатые и ромбоэдрические кристаллы, а также тонкие пластинки по [0001] в зернах магнетита, реже—гематита, рутила и других минералов. Спайность не выражена, излом раковистый, полураковистый, хрупок, твердость 5,6. Микротвердость ильменита в титаномagnetитовых рудах Сваранского и Камакарского месторождений, измеренная на приборе ПМТ-3, составляет 593—734 кгс/мм² при на-

грузке 100 г (по С. И. Лебедевой, 1963), 553—825 при нагрузке 50 г и 501—752 при нагрузке 100 г по Янгу и Милмэку (1964).

Уд. вес 4,79. Цвет железно-черный, реже с буроватым или сталью-серым оттенком. Цвет черты черный, буровато-черный. Блеск металлический, полуметаллический; слабо магнитный.

В полированных шлифах, в отраженном свете цвет ильменита светло-серый (или серовато-белый) со слабо-коричневым или буроватым оттенком.

Отражательная способность (R) ильменита при разных длинах волн изменяется. Оптические константы, измеренные с помощью фотометрического окуляра системы И. С. Воынского (в воздухе) следующие: $R_0=20,4\%$, $R_e=17,1\%$. Двухотражение в воздухе заметное, а в иммерсии довольно отчетливое, особенно на двойниках. R_0 —розовато-бурый, R_e —темновато-бурый. Анизотропность ясная, особенно на пластинчатых разновидностях ильменита в зернах магнетита (ильменомагнетита) Сваранского и Камакарского месторождений собственно-магматического (гистеромагматического) происхождения и из осадочных титаномагнетитовых песчаников Агарцинского месторождения. Непрозрачен в тонких шлифах, в проходящем свете слабо просвечивает темно-буроватым цветом. Проявляет сильное двупреломление. Иногда проявляет слабую магнитность, что, по всей вероятности, может быть вызвано микровключениями и механической примесью магнетита. В литературе указывается зависимость этого свойства от содержания железа, в частности от соотношения FeO и Fe_2O_3 , входящих в состав ильменита. Чистый ильменит парамагнитен. Исследованиями Шевалье и Болфа доказано, что по мере увеличения содержания Fe_2O_3 магнитность синтетических ильменитов возрастает, достигая максимального значения при соотношении $Fe_2O_3:FeTiO_3=1:2$.

В отношении стандартных растворов-реактивов ильменит инертен и разлагается лишь после сплавления с бисульфатами щелочей. В кислотах не растворяется, только в тонком порошке частично растворяется при кипячении в HCl (Минералы, Справочник, 1967).

Полированная поверхность ильменита травится концентрированной HF и смесью $HF+H_2SO_4$.

Теоретический состав ильменита: Fe —47,34%, TiO_2 —52,66%, обычно содержит примеси Mg и Mn , иногда Al , V , Si , Nb , Cr , Sc , Co , Zn , Ba , Y , Th , Ni , Cu и др. элементов.

В природе распространены две разновидности ильменита: пикроильменит¹, содержащий 9 и более процентов MgO и манганиль-

¹ Пикроильменит представляет собой промежуточный минерал между собственно ильменитом и гейкилитом, а манган-ильменит—между собственно ильменитом и пирофанитом (Минералы, Справочник, 1967).

менит с 13 и более процентов MnO ; Fe^{2+} часто изоморфно замещается Mg и Mn^{2+} .

В ильменитах из щелочных пород установлена примесь Nb_2O_5 до 3,5—3,8%.

Промышленные запасы ильменита являются сырьем для получения титана и ценных попутных элементов-примесей, подлежащих попутному извлечению при разработке ильменитовых руд.

Ильменит в виде акцессорного минерала встречается почти во всех типах интрузивных и метаморфизованных горных пород республики. Ильменитом особенно богаты основные и ультраосновные породы Сваранцкого и Камакарского железорудных месторождений. Некоторые разновидности этих пород—оливиновые габбро, троктолиты, оливиниты, пироксениты и амфиболиты отмеченных месторождений содержат богатую вкрапленность магнетита, титаномагнетита, ильменомагнетита и ильменита.

Ильменит является характерным рудным минералом для титаномагнетитовых руд, в частности богатых руд месторождений собственно магматического происхождения.

В титаномагнетитовых рудах содержание ильменита варьирует в широких пределах—от десятых долей до 2—3%, реже достигая 5—7% от общего количества рудных минералов.

В отраженном свете, в полированных шлифах титаномагнетитовых руд ильменит образует как самостоятельные ангедральные выделения (размером 0,01—0,8 мм) между зернами магнетита и титаномагнетита*, так и тонкие пластинки (0,001—0,06 мм) в зернах магнетита—ильменомагнетита**. На самом деле здесь имеются две разновидности, вернее, генерации ильменита:

а) пластинчатая или ранняя генерация ильменита образует ориентированные сростания с магнетитом по направлению плоскости октаэдра (под углом 60°), давая микропластинчатую и микрорешетчатую структуры распада твердых растворов;

б) поздняя генерация ильменита представлена самостоятельными ангедральными выделениями между зернами магнетита, образуя гипидиоморфнозернистые и петельчатые структуры.

Пластинчатый ильменит образовался при более высоких температурах (при медленном и постепенном понижении температуры), чем самостоятельные ангедральные его выделения между зернами магнетита (Межлумян Г. Б., 1974).

* Под титаномагнетитом нами понимается магнетит с изоморфной примесью TiO_2 , без образования минералов титана.

** Магнетит с пластинчатыми выделениями ильменита является результатом распада твердого раствора.

Ильменит второй генерации является сравнительно низкотемпературной разновидностью и образовался, по всей вероятности, путем перегруппировки (пирокристаллизации) пластинчатых выделений ильменита.

Высокая концентрация ильменита осадочного происхождения имеется в прибрежных ископаемых россыпях типа титаномагнетитовых песчанников Агарцинского месторождения, Гарнасарского, Джангарлинского и Дайлахлинского рудопоявлений республики. В титаномагнетитовых песчанниках ильменит ассоциирует с магнетитом, где он представлен самостоятельными неправильными зернами (размером 0,01—0,2 мм) и тонкими пластинчатыми выделениями в зернах магнетита.

В отличие от ильменитов собственно магматического происхождения ильмениты в осадочных титаномагнетитовых песчанниках часто подвергнуты изменению—лейкоксенизации, т. е. замещенны мелкозернистыми агрегатами неправильных выделений лейкоксена, реже рутила, анатаза и окислов железа. При полном замещении ильменомagnetита сохраняются пластинки ильменита, как более устойчивого минерала в виде скелетных структур. В некоторых случаях под воздействием поздних процессов по периферии пластинок образуется лейкоксен.

Давидит $(\text{TR}, \text{U}, \text{Fe}^{2+})_2(\text{Fe}^3, \text{Ti}_5)\text{O}_{12}$. **Браннерит** UTi_2O_6 .

Давидит и браннерит образуют мельчайшие срастания друг с другом, а в тех случаях, когда они образуют самостоятельные кристаллы, то преимущественно замещены рутилом, анатазом, брукитом, лейкоксом, бастнезитом. Давидит образует идеально ограненные кристаллы (рис. 42) размером до $1 \times 1,5$ см в попереч-

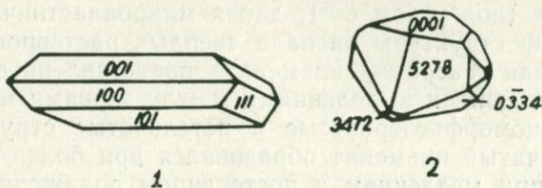


Рис. 42. Формы кристаллов давидита (1) и браннерита (2).

По Б. М. Меликсетяну.

нике и 3—5 см в длину. Кристаллы таблитчатые тригонального облика, реже призматического габитуса с хорошо развитыми гранями (0001), (1230) (2130) и др. Часты двойники прорастания по (1120). Излом раковистый. В противоположность давидиту бран-

нерит образует несовершенные призматические кристаллы (рис. 43), а чаще зерна неправильной формы, но с отчетливой спайностью.

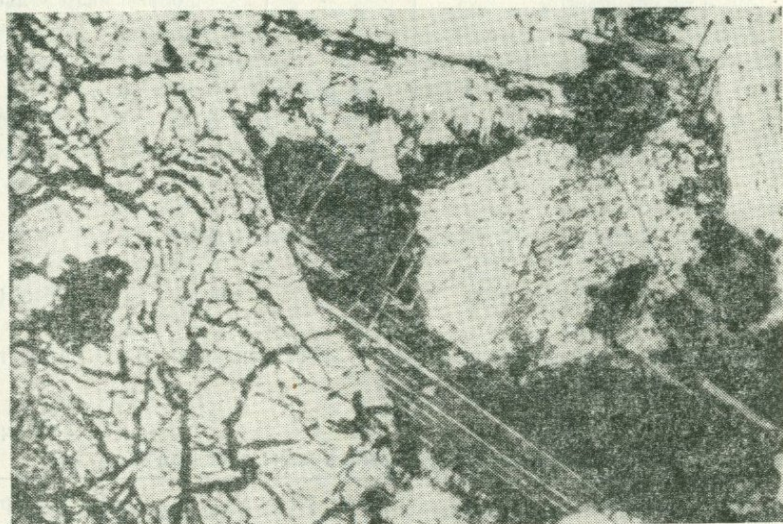


Рис. 43. Крупные выделения браннерита в альбитите. Прозрач. шлиф, увел. 20, николи +. По Б. М. Меликсетяну.

Таблица 67

Рентгенометрическая характеристика давидита

l	d/n	l	d/n	l	d/n
3	3,62	7	2,482	4	1,702
4	3,50*)	4	2,470	9	1,689*)
5	3,381	3	2,414*)	4	1,623*)
10	3,245	5	2,243	5	1,593
4	3,189*)	5	2,188	2	1,541
3	3,044	5	2,134	2	1,501
6	2,873	3	2,057	3	1,482
3	2,821*)	2	1,914	5	1,435
2	2,727*)	2	1,888	2	1,416*)
4	2,617	6	1,793	5	1,361*)
				2	1,317

Анализ выполнен в рентгеновской лаборатории ИГН АН АрмССР Э. Х. Хуршудян. Условия съемки: ДРОН-2, Соа. Образец прокален $t=900^{\circ}$ в течение 6 часов. Звездочкой обозначены линии браннерита.

Химические анализы давидитов*

Окислы в %	БМ—30А— из альбити- товых тел	БМ —30—из кварц-аль- бититовых жил	Окислы в %	БМ—30А— из альбити- товых тел	БМ —30—из кварц-альбити- товых жил
SiO ₂	2,72	2,83	Nb ₂ O ₅	0,11	0,14
TiO ₂	61,43	58,33	Ta ₂ O ₅	н. о.	0,004
Al ₂ O ₃	4,23	5,05	Cr ₂ O ₃	3,24	2,00
Fe ₂ O ₃	14,20	17,43	V ₂ O ₅	1,60	1,00
FeO	—	—	TR ₂ O ₃	5,70	4,53
MnO	сл.	сл.	ThO ₂	0,063	0,09
MgO	н. о.	0,36	U ₃ O ₈	3,14	3,35
CaO	0,11	0,60	PbO	0,10	0,13
Na ₂ O	0,53	0,25	H ₂ O±	3,27	3,22
K ₂ O	0,12	0,25	Σ	100,56	100,224

* Химические анализы выполнены в ИМГРЭ аналитик В. Н. Архангельская.

Таблица 69

Количественно-спектральный анализ давидита*

Элемент	Содерж. в %	Элемент	Содерж. в %	Элемент	Содерж. в %
Si	2,60	La	2,30	Zr	0,16
Al	0,50	Ce	1,90	Hf	0,14
Fe	6,80	Gd	0,12	Nb	0,026
Ti	21,50	Tu	0,07	Sn	0,020
Mg	0,65	Yb	0,76	Ge	0,003
Ca	0,75	Lu	0,06	Ga	0,0037
V	2,32	Y	2,15	Be	0,004
Cr	1,20	ΣTR	7,36	Sc	0,26
Mn	0,06	Th	0,60	Ag	0,0008
Na	0,60	U	2,41	Sb	0,064
K	0,20	Pb	0,13	Zn	0,092
Ba	0,42	Cu	0,009	B	0,0013

* Анализ выполнен в ИГН АН АрмССР, аналитик Мартиросян М. Я.

Цвет давидита черный, темно-бурый, а браннерита—черный до желто-коричневого. Блеск полуметаллический, смолистый. Слабо магнитен лишь давидит. Непрозрачен, однако измененные разности просвечивают.

Под микроскопом в иммерсии тонкие осколки просвечивают. Вследствие метамиктности изотропны; показатели преломления, замеренные в фосфорных сплавах, варьируют: давидит $N=2,2-2,6$, браннерит $N=2,2-2,3$. Сильно радиоактивны. Альбититы,

включающие линзы и гнезда (1—3 см), как правило, окрашены в красноватые оттенки. В отраженном свете отчетливо проявляются включения ильменита, гематита, рутила, анатаза, магнетита и других. Цвет светло-серый; отражательная способность 15—20%. В отличие от браннерита давидит имеет желто-бурые внутренние рефлексы. В результате прокаливания приобретает бурый цвет, становится анизотропным. Рентгенограмма прокаленного давидита приведена в табл. 67. Кроме дифракционных линий давидита имеются линии браннерита и, возможно, рутила. Следует отметить сложность, изменчивость химического состава (табл. 68, 69, 70, 71).

Таблица 70

Химический состав давидита и браннерита

Элемент	Давидит	Браннерит
$\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$	3,87	3,35
UO_2	3,55	32,0
ThO_2	0,46	5,55

Хим. анализы по данным Б. К. Архипова (КЭ, 1977).

Бранерит совместно с давидитом в ассоциации с анатазом, рутилом, ортитом, ксенотимом, бастнезитом встречаются в альбититах и кварц-альбитовых метасоматитах в пределах метаморфического фундамента и гранито-гнейсов Бжнийского массива. Давидит встречается в фельдшпатолитах Бундукского сиенитового массива, а также в порфириовидных гранитах и пегматитах Вохчинского массива Мегринского плутона в ассоциации с ильменитом, ксенотимом, торитом, уранинитом и др.

Таблица 71

Редкоэлементный состав давидитов и браннерита (в %) по данным приближенно-количественных спектральных анализов

Минерал	Ni	Cr	V	Be	Ti	Nb	Sc	Ce	La	Y	Th	U
Давидит, Мегринский м-в	0,01	0,3—1	0,06	0,003	>10	0,3	0,03	>10	0,3	0,3—1	~1,0	1—3
Давидит, Бундукский м-в	0,03	0,03	0,01	0,001	>>10	0,05	0,06	>1	>1,0	0,1—0,3	3,0	1—3
Давидит, Бжнийский массив	0,06	0,5	0,03	0,003	>10	0,25	0,03	>3	>1	0,2	~1,0	>3
Браннерит (Бжни)	0,05	0,003	0,03	—	>10	0,2	0,03	1,0	0,3	~3,0	~3,0	>10

Колумбит— $(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6$. Химический состав весьма непостоянен. Образует непрерывный изоморфный ряд колумбит-танталит. Представлен толсто-таблитчатыми и таблитчатыми (010), (100) кристаллами (рис. 44); нередко двойники по (010). Габитус кристаллов часто игольчатый (в альбититах), радиально-лучистый в грейзенизированных породах, реже наблюдаются агрегаты зернистого сложения. Нередко толсто-столбчатые кристаллы (рис. 45) из пегматитов на гранях имеют резковыраженную штриховку. Часто грани матовые.

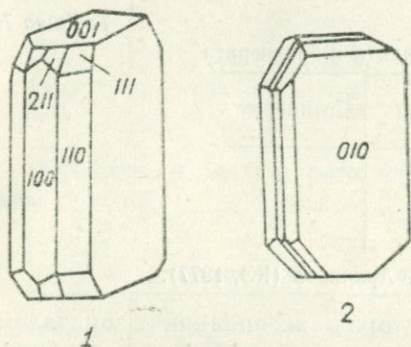


Рис. 44. Формы кристаллов колумбита. По Б. М. Меликсетяну.



Рис. 45. Уплощенный кристалл колумбита (Памбак). Увел. 14. По Б. М. Меликсетяну.

Цвет черный, буровато-черный. Характерны внутренние ярко-красные рефлексы. Блеск полуметаллический, иногда тусклый. Часто встречается на гранях кристаллов побежалость. Под микроскопом отчетливо плеохроируют от желтого по N_r до темно-красно-коричневого по N_g . Обычно двусный положительный. Показатели преломления: $N_g=2,5$, $N_r=2,4$. Часто изотропизирован.

Приближенно-количественный спектральный анализ указывает на высокие содержания: Mn ($>1-3$), Nb ($\gg 10$), Ta (>5), Fe (>5), Ti ($>0,3-1$), Zr (0,3%), Be (0,003%), Pb (0,05%), примеси Cu , Mo , La , Ce , Y ($\sim 0,001\%$).

Рассчитанные по межплоскостным расстояниям параметры элементарной ячейки ($\text{\AA}$): $a_0=5,74$, $b_0=14,24$, $c_0=5,084$ и данные химического состава указывают на принадлежность к ферро-манган-колумбиту (табл. 72).

Колумбит встречается в гранитных пегматитах с поздними замещающими комплексами (Вохчи, Малев, Бжни) в тесной ассоциации с уранинитом (часто образующим включения в колумбите),

иттриалитом, самарскитом, турмалином, гранатом, апатитом, флюоритом и литиумусковитом, в альбититах, кроме того, в ассоциации с давидитом, браннеритом, ильменорутилом, а в грейзенизированных гранитах и аляскитах—с гадолинином, молибденитом, касситеритом (Бжни, Агверан).

Таблица 72

Рентгенометрическая характеристика колумбита

l	d/n	l	d n	l	d n
2	7,2	3	2,496	3	1,684
1	6,12	3	2,374	3	1,601
3	5,37	1	2,282	4	1,530
2	4,76	2	(2,264)	5	1,471
7	3,69	3	2,240	2	1,460
2	3,54	4	2,201	2	1,445
10	2,968	3	2,080	7	1,390
4	2,865	3	2,050	2	1,436
2	2,542	5	1,901	5	1,372

Анализ выполнен в рентгеновской лаборатории Львовского госуниверситета. Условия съемки: Cu α , D=86 мм, d=0,5 мм. Эксп. 16 часов. Образец прокален t=900° 6 часов. По Б. М. Меликсетяну.

Следует отметить, что колумбит отмечается в гранитоидах как аксессуарный минерал в естественных шлихах в пределах древнего кристаллического фундамента. Несмотря на геохимическую малую распространенность Nb и Ta в молодых гранитоидах и щелочных породах Армении, где они тесно связаны с TR, Y и Ti (титанониобаты и др.) в отдельных фациях, особенно в мусковит-альбитовых пегматитах возникают благоприятные условия для образования колумбита.

Самарскит—(Y, TR, U, Ca, Fe²⁺) (Nb, Ta, Fe³⁺, Ti)O₄.

Химический состав варьирует в значительных пределах CaO—0,94—3,94, Y₂O₃—12,47—13,93%, TR₂O₃—1,55—2,23%, Nb₂O₅—40—45%, Ta₂O₅—5—15%, ThO₂—1,2—6,2%, UO₂—5—11%, Sn—0,3—1,5%. Характерны призматические и таблитчато-пластинчатые кристаллы (рис. 46) моноклинной сингонии с хорошо развитыми гранями (100), (010), (011). Спайность по (100) несовершенная.

Цвет самарскита бархатно-черный, коричнево-бурый, иногда гидратированные разности красно-оранжевые. Блеск сильный, смоляной. В иммерсии просвечивает бурым цветом, изотропен, N $\geq$ 2,15.

Судя по данным рентгенометрического (табл. 73) и приближенно-количественного спектрального анализов, минерал диагностируется как самарскит. Для химического состава характерны вариации: Ta (0,3—1,0%), иттрия (3—10%), Zr (0,3—1,0%), Nb (>3—5%), La (>1,0%), Er, Yb (0,3—1,0%), Th (3—5%), U (1—3%), а также примеси Pb (0,03—0,1%), Zn (0,1—0,3%), Sn (0,003—0,01%), Mn (0,3%), Ge (0,003—0,01%), Be (0,01%), Li (0,01%). Отдельные разновидности с высоким содержанием титана близки к хлопиниту.

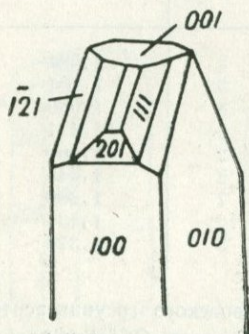


Рис. 46. Форма кристалла самарскита. По Б. М. Меликсетяну.

Встречается самарскит в гранитных пегматитах, генетически связанных с порфировидными гранитоидами (верховья р. Мюльк), реже в кварц-полевошпат-мусковитовых пегматитах (р-н с. Ма-

Таблица 73

Рентгенометрическая характеристика самарскита

I	$d\alpha/n$	I	$d\alpha/n$	I	$d\alpha/n$
4	4,93	6	1,884	5	1,388
8	3,53	5	1,860	3	1,363
3	3,34	5	1,760	5	1,320
4	(3,04)	8	1,710	4	1,275
9	2,80	4	1,680	3	1,254
5	2,73	6	1,650	2	1,199
4	2,55	3	(1,620)	3	1,173
5	2,48	10	1,555	3	1,109
3	2,43	6	1,497	4	1,059
4	2,27	6	1,454	3	1,004
5	1,996	4	1,434		

Анализ выполнен в рентгеновской лаборатории ИГН АН АрмССР Э. Х. Хуршудян. Условия съемки: РКД, $D=57,3$, $d=0,4$. Образец прокален $t=900^\circ$ в течение 3,5 ч. Эксп. 4,5 ч.

лев) Мегринского плутона. Ассоциирует с альбитом, эвксенитом, ильменорутилом, циртолитом, ураноторитом.

В виде акцессорной примеси встречается в молодых порфировидных гранитоидах южной Армении.

Эвксенит-поликраз— $(Y, Er, Ce)(U, Fe)(Nb, Ti, Ta)_2O_6$ Эвксенит $Y(Nb, Ti)_2(O, OH)_6$ —поликраз $Y(Ti, Nb)_2(O, OH)_6$ образуют твердые растворы титано-ниобатов редких земель иттриевой группы. Состав варьирует: Nb_2O_5 —15—33%, Ta_2O_5 —1—10%, ΣY —20—25%, TiO_2 —25—30%.

Таблица 74

Рентгенометрическая характеристика эвксенит-поликраз*

Мегри		Эталон		Мегри		Эталон	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
2	3,43	3	3,36	1	1,528	1	1,522
10	2,95	10	2,98	5	1,478	5	1,487
—	—	3	2,77	2	1,288	2	1,292
3	2,57	3	2,58	—	—	3	1,222
—	—	4	2,43	2,5	1,202	2	1,203
2	2,26	1	2,252	2	1,179	3	1,173
—	—	3	2,106	2	1,151	4	1,156
—	—	2	1,935	2	1,132	—	—
4	1,831	5	1,823	1	1,101	2	1,100
3	1,698	5	1,723	2	0,949	3	0,941
4	1,640	4	1,635	2	0,888	2	0,890
2	1,580	1,5	1 583	1	0,866	2	0,84

* Условия съемки: рентгенограмма выполнена в ИМГРЭ, $Si\alpha$, $D=57,3$; $d=0,6$ мм. Прокален $t=850^\circ$ в течение 3 ч. По Б. М. Меликсетяну.

Широко распространен в альбитизированных кварц-полевошпатовых пегматитах порфировидных гранитоидов Мегринского плутона и Памбака (рис. 47). Образует редкие кристаллы, имею-

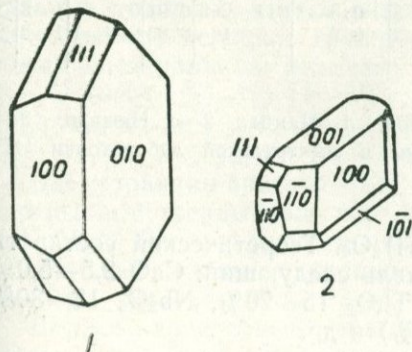


Рис. 47. Форма кристаллов эвксенита. 1. Мегри. 2. Памбак. По Б. М. Меликсетяну.

щие толсто-призматический, иногда уплощенный по (010) и таблитчатый габитус с хорошо развитыми гранями (100), (010), (011), (111), слабее (201). На гранях характерная штриховка. Цвет черный, с красно-бурым оттенком и внутренними рефлексами. Изотропен, $N=2,1-2,2$.

Рассчитанные параметры элементарной ячейки, по данным межплоскостных расстояний (табл. 74), следующие: $a_0=5,56$, $b_0=14,65$, $c_0=5,14 \text{ \AA}$.

Кристаллы и зерна покрыты корочкой вторичных продуктов (лейкоксен). Судя по имеющимся данным, спектрального анализа (табл. 75), образцы (3,4) близки к эвксениту, а остальные—к поликразу. Кроме элементов, указанных в таблице, постоянно улавливаются Zr (0,3—1,0%), Hf (0,01%), Li (0,03—0,01%), Sc (0,003—0,01%), Ga (0,003%), Zn (0,003%), Sn (0,03%), Mo (0,003—0,01%) и другие.

Эвксенит-поликраз очень сходен внешне с колумбитом и, как правило, более характерен для обогащенных титаном гранитоидов базальтоидного ряда. Кроме акцессорного минерала в гранитоидах (Вохчи, Казан-лич, Памбак) очень часто встречается в гранитных пегматитах, особенно в участках блокового строения, подвергшихся альбитизации. Интересны находки эвксенита в альбитизированных-мусковитизированных разностях нефелиновых сиенитов Тежсарского комплекса. Эвксенит ассоциирует с уранинитом, бетафитом, анатазом, ильменорутилом, мусковитом и красным калиевым полевым шпатом.

Таблица 75

Химический состав (в %) эвксенит-поликраз* из пегматитов

	Ca	Fe	Pb	Be	Ti	Nb	Ta	Y	La	Yb	Eu	Er	Th	U
1	1,0	3,0	0,1	0,03	>10	>5	0,3	>3	>3,0	0,3—1	0,1	0,3	1,0	3,0
2	>3	1—3	0,03	0,01	3—5	3—5	0,3—1	>3	0,3	0,3—1	0,03	0,3	3	>3
3	0,3—1	>3	0,3	0,003	>5	>5	0,6	1—3	0,3—1	0,1—0,3	0,01	0,2	1—3	>3
4	0,3—1	>3	0,6	0,01	1—3	>5	0,3	>3	0,3	0,3—1	0,03	0,3—1	1—3	>3

* По данным спектральных анализов. 1—Памбак, 2—с. Ньюади, 3—с. Мюльк, 4—с. Калер. Анализы выполнены в спектральной лаборатории ИГН АН АрмССР.

Эшинит—(Ce, Ca, Th) (Nb, Ti)₂O₆. Теоретический состав титано-ниобата цериевых редких земель следующий: CaO 2,5—5,0%, $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ 23—32%, TiO₂ 25—30%, ThO₂ 15—20%, Nb₂O₅ 15—30%, а также UO₃ (5—6%), Ta (0,5—3%) и др.

Эшинит—характерный минерал высокощелочных нефелин-содалит-полевошпатовых и содалит-канкринитовых пегматитов щелочных комплексов (Тежсар, Шванидзор).

Таблица 76

Рентгенометрическая характеристика эшинита*

l	d/n	i	d/n
4	3,58	4—5	1,896
3	3,41	4	1,767
6	2,99	2	1,730
2	2,56	3	1,664
3	2,48	7	1,604
—	—	3	1,502
2	2,139	7	1,063
—	—		

* Условия съемки: рентгенограмма выполнена в ЛГУ; D=86 мм, d=0,6 мм. Образец прокален t=850° 3 часа. По Б. М. Меликсетяну.

Эшинит образует призматически-бипирамидального габитуса кристаллы с хорошо развитыми гранями (110), (021), (010). Более обычны выделения неправильной формы. Цвет черно-бурый, темно-бурый. Блеск сильный, смолистый. В проходящем свете вишнево-красный. Метамиктный, изотропный. Показатели преломления: $n_g=2,45$, $n_p=2,3\pm 0,05$. Характерным признаком по сравнению с другими редкометальными минералами является инертность к кислотам. Межплоскостные расстояния эшинита из Мегри (табл. 76) и рассчитанные по ним параметры элементарной ячейки близки к эталону: $a_0=5,12\text{\AA}$, $b_0=10,90\text{\AA}$, $c_0=7,48\text{\AA}$.

Как по составу, так и по рентгенометрической характеристике близок к бломстрандин-приориту. Однако, как показывают спектральные анализы, характеризуется накоплением исключительно редких земель цериевой группы и тория. Приблизленно-количественным спектральным анализом в эшините установлено: Th (3—5%), U (0,3—1%), Nb (1—3%), Ti (>10%), Ce (>5%), Y (0,3—1,0%), Ca (>10%), La (1—3%), в сотых и тысячных долях процента Sn, Bi, Pb, Cu, Zr, Li, V.

Бломстрандин-приорит—(Y, Ca, Th)(Ti, Nb)₂O₆. Составляют непрерывный твердый раствор приорита (Ti:Nb≤1) и бломстрандина (Nb≫Ti), иногда составляя 75% Σ (Ti+Nb). Характерны для состава значительные вариации: ΣY —20—33%, Ca—1—5%, Ti—21—35%, Nb—15—35%, Th—1—5%, U—0,5—5%, Ta—0,3—3%.

Весьма характерный редкоземельный титано-ниобат фельдшпатовидных (натриево-калиевых) пегматитов Шванидзорского

комплекса. Нередко он представляет продукт изменения эшинита и бетафита.

Образует редкие таблитчато-призматические кристаллы с хорошо развитыми гранями ромбической сингонии: (010), (001), (110), (130). Наиболее обычны бесформенные выделения.

Цвет блонстрандин-приорита темно-коричневый до желто-коричневого. Блеск сильный, алмазный. Изотропен. Показатель преломления $N=2,00-2,35 \pm 0,05$. Характерны ярко-оранжевые внутренние рефлексы. Удельный вес $4,76 \pm 0,02$.

Химический состав блонстрандин-приорита вообще и Шванидзорского в частности характеризуется значительной изменчивостью, хотя в общих чертах сходен с эвксенит-поликразом. Следует отметить, что рентгенометрический анализ и рассчитанные параметры элементарной ячейки $a_0=4,93 \text{ \AA}$, $b_0=10,95 \text{ \AA}$, $c_0=7,30 \text{ \AA}$ приближают его к эвксенит-поликразу, что является следствием фазовых переходов при прокаливании. Однако до настоящего времени нет единства при выделении блонстрандин-приорита в систематике титано-ниобатов. Данные спектрального анализа (табл. 78) и сравнение величин межплоскостных расстояний указывают на самостоятельность блонстрандин-приорита, хотя возможно это результат гидратации эвксенит-поликразы.

Таблица 77

Рентгенометрическая характеристика блонстрандин-приорита

l	d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n
2	3,30	2	2,045	1	1,535	3ш	1,200
10	2,975	7	1,957	2	1,520	2	1,160
9ш	2,930	2	1,911	3	1,503	5	1,131
2	2,783	2	1,825	8	1,473	5,5	1,064
2ш	2,464	3	1,775	5	1,326	2	1,038
2	2,250	8	1,677	4ш	1,284		
2	2,139	8	1,579	3	1,234		

Анализ выполнен в рентгеновской лаборатории ИГН АН АрмССР Э. Х. Хуршудян. Условия съемки: $\text{Cu}\alpha$, $D=57,3$, $d=0,6 \text{ мм}$, 40 кВ , 20 мА . Образец прокален при $t=900^\circ$ в течение 3,5 часа.

Кроме того встречаются Bi (0,003%), Sb (0,01%), Li (0,001%), Cu , V , Na . Ассоциирует с эвксенит-поликразом, гельвином, гадолинитом, турмалином, альбитом, флюоритом, в своеобразных нефелин-содалит-канкринит-полевошпатовых пегматитах района Шванидзор Мегринского плутона.

Химический состав (в %) блонстрандин-приорита
(по данным спектрального анализа)

	Ca	Fe	Mn	Pb	Sn	Ti	Ta	Nb	Y	La	Ce	Yb	Th	U
1	5—10	3	0,3	0,01	0,003	>5	0,03	>3	>3	>1,0	0,3—1	0,3—1	>3	~1,0
2	>5	>1,0	0,1	0,01	0,003	>10	0,1	>3	>3	>1,0	0,3—1	0,3—1	>5	~1,0

Лопарит— $(\text{Ce}, \text{Ca}, \text{Na})_2(\text{Ti}, \text{Nb})_2\text{O}_6$. Теоретический химический состав лопарита: $(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_5$ —11,0%, TiO_2 —39,2%, $\sum \text{TR}_2\text{O}_3$ —32,3%, FeO —0,1%, CaO —4,5%, Na_2O —8,0, ThO_2 —0,5%. Минерал кубической сингонии. Образует кристаллы кубической формы. Часты весьма характерные двойники (рис. 48) по флюоритовому закону. Размеры выделений 2—3 мм. Характерны ксеноморфные зерна с исчербленной лейкоксенизированной поверхностью. Цвет черный, бархатно-черный. Изотропен, $N=2,3$. Просвечивает густым буровато-красным цветом. Рассчитанные параметры элементарной ячейки (табл. 79): $a_0=3,89\pm 0,03\text{\AA}$

Приближенно-количественным спектральным анализом в лопарите обнаружены: $\text{Na}, \text{Ca} \gg 10\%$, $\text{Nb}=3,0$, $\text{Ti}>5\%$, $\text{Ce}>5,0\%$, La 3—6,0%, $\text{Th}=1$ —3%, $\text{Y}=0,1$ —0,3%, $\text{Sc}=0,01\%$, $\text{Sr}=0,1$ —0,3%, часто в тысячных долях процента $\text{Cu}, \text{Ni}, \text{Cr}, \text{V}, \text{Be}, \text{Zr}$.

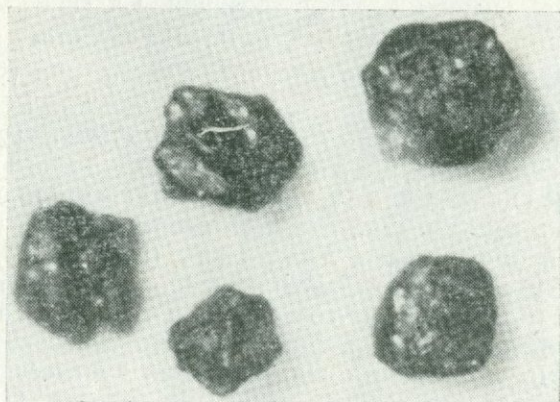


Рис. 48. Двойниковые кристаллы лопарита (Памбакский хребет). Увел. 8.
По Б. М. Меликсетяну.

Межплоскостные расстояния лопарита

I	d/n	I	d/n
10	2,70	7	1,364
2	2,244	6	1,223
10	1,930	8	1,033
10	1,567	5	0,909

Условия съемки: $Cu\alpha$, $D=57,3$, $d=0,45$. Экспозиция 24 ч. Образец прокален $t=900^\circ$. По Б. М. Меликсетяну.

По особенностям химического состава относится к ниоболопариту. Лопарит весьма характерный минерал сиенитов, пегматитов Тежсарского щелочного комплекса, особенно разностей, подвергшихся альбитизации и мусковитизации. Другая редкоземельная разность лопарита—кнопит—обнаружена в пегматитах Амзачиманского массива ($Se>10\%$, $La-3-6\%$, $Y-0,3-1,0\%$, $Yb-0,05\%$).

Перовскит— $CaTiO_3$. Состав непостоянный: $CaO-30-41\%$, $TiO_2-48,5-61,5\%$, $TR_2O_3-1,5-4,0\%$, Nb_2O_5 —до $1,5\%$ и т. д.

Перовскит является одним из широко распространенных минералов щелочных пород и пегматитов с заметно проявленными изоморфными замещениями как в позиции $Ca^{+2}(TR^{+3}, Th^{+4}, U^{+4}, Na^{+1})$, так и в позиции $Ti^{+4}(Nb^{+5}, Ta^{+5})$. В результате изоморфных замещений, преимущественно гетеровалентного типа ($Ca^{2+}+Ti^{4+} \rightarrow Na^{+}+Nb^{+5}$; $Ca^{+2}+Ti^{+4} \rightarrow TR^{+3}+F^{3+}$; $2Ca \rightarrow Na^{+}+TR^{+3}$) выделяют восемь минеральных видов: кнопит (TR_2O_3 —до 12%), дизаналит (Nb_2O_5 —до 26%), лопарит ($Nb_2O_5-5,5-26,5\%$; $Na_2O-6,5-9,5\%$, $TR_2O_3-27,5-45,5\%$), иринит ($ThO_2-13,0\%$, $TR_2O_3-24\%$), а также более редкий натриево-ниобиевый леушит (Nb_2O_5 до 79%) и промежуточный латрапит (Nb_2O_5-50). В щелочных породах и пегматитах довольно широко распространены три разновидности: кнопит и лопарит, ниоболопарит.

Кнопит—редкоземельная разновидность перовскита (до $12\% TR_2O_3$) встречается в виде смоляно-черных кубических и октаэдрических кристаллов с хорошо развитыми гранями (100) и (111) (рис. 49, 50). Характерны также двойники, сходные с лопаритовыми и пироксеновыми. На гранях кристаллов часто проявлена тонкая параллельная штриховка. Цвет смоляно-черный. В иммерсии

просвечивает буро-коричневым цветом. Обычно изотропен, но нередко слабая анизотропия с низким двупреломлением 0,006—0,010. Показатель преломления $N \geq 2,32$.

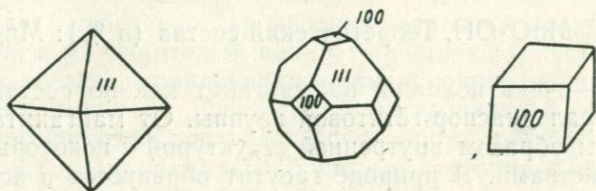


Рис. 49. Формы кристаллов перовскита. По Б. М. Меликсетяну.

Рентгенограмма кнопита близка к таковой лопарита, но параметр элементарной ячейки $a_0 = 3,84 \text{ \AA}$, несколько меньше.

Спектральным анализом установлено: La (3—6%), Ce (~10%), Y (0,3%), Yb (0,05%), Th (0,6—1,0%), Sc (0,03%), Be (0,002%), Ti (3—5%), Ca (1—3%) и незначительные примеси Mn, V, Cr, Zr, Na.

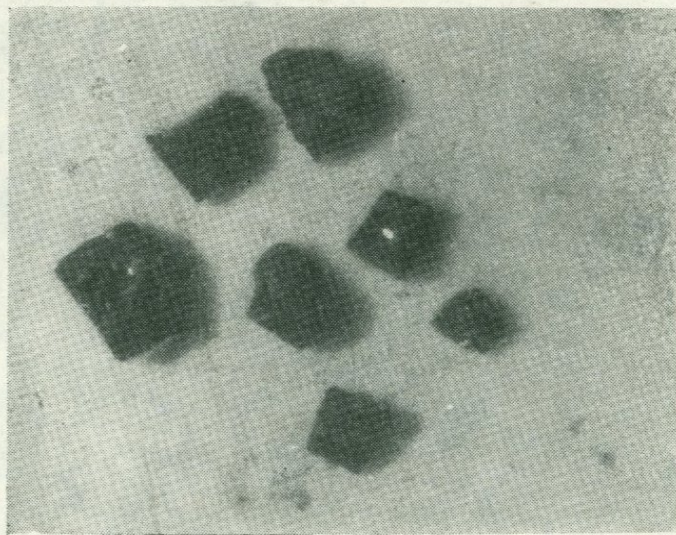


Рис. 50. Кубические кристаллы редкоземельного перовскита-кнопита. Увел. 10. Тежсар. По Б. М. Меликсетяну.

Встречается в ассоциации с Ti-Nb -минералами в щелочных фельдшпатондных пегматитах среди амфиболитовых сланцев (Шванидзор), гибридизированных пегматитов, поздних карбонатов (Тежсар) и десилицированных гранитных пегматитов (Амзачиман).

Гроутит— $\text{MnO} \cdot \text{OH}$. Теоретический состав (%): Mn_2O_3 89,76; H_2O 10,24.

Гроутит—очень похожий на манганит как по составу, так и облику минерал диаспор-гётитовой группы. От манганита отличается главным образом внутренней структурой и некоторыми оптическими свойствами. В природе гроутит образуется в ассоциации с манганитом, гётитом, кварцем и иногда с кальцитом. В отличие от манганита (моноклинной сингонии) кристаллизуется в ромбической сингонии, часто ориентированно нарастает на кристаллы последнего при общей грани (100).

На территории Армянской ССР гроутит обнаружен в рудах Дебедского проявления марганца. Не исключено также, что он в небольшом количестве входит в состав руд Севкар-Саригюхского

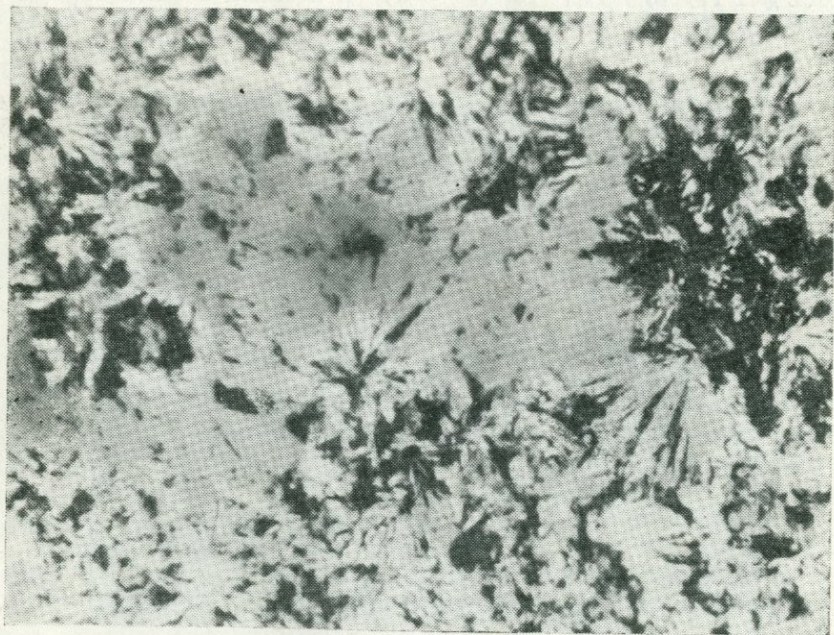


Рис. 51. Ориентированное замещение радиально-лучистого гроутита пиролюзитом. Полир. шлиф, увел. 500. Дебедское проявление. По Л. П. Яшвили.

месторождения марганца. О наличии гроутита в этих рудах может свидетельствовать наиболее характерная для него сильная линия 4.1, которая обнаружена на дебаграммах всех исследуемых манганитов из Севкар-Саригюхского месторождения.

В рудах Дебедского проявления марганца гроутит в тесной ассоциации с манганитом выполняет трещинки и пустоты, образуя прожилки, гнезда, вкрапленники во вмещающих их измененных туфобрекчиях. Мощность прожилок не превышает 2,5—3 см.

Макроскопически неокисленные разности гроутита представляют собой агрегаты радиально-лучистого строения (рис. 51) стальнo-серого цвета с металлическим блеском. Длина «лучей» в отдельных случаях достигает 3-х мм. Частично окисленные разности гроутита, которые на Дебедском проявлении развиты шире, представляют собой плотные, скрыто-кристаллические агрегаты черного цвета с матовым, реже—полуметаллическим блеском.

Под микроскопом в отраженном свете гроутит очень похож на манганит—такого же серовато-белого цвета, со слабым бурым оттенком и сильным двуотражением. Обнаруживает главным образом сферолитовое строение. Отражательная способность низкая, несколько ниже, чем у манганита. По данным Найчеда и Филиппа R для различных длин волн колеблется в пределах 12—21%, тогда как у манганита составляет 14,4—23%. Двуотражение и эффекты анизотропии у гроутита сильнее, чем у манганита, но без цветных эффектов. Часто наблюдаются сферолитовые кресты в серо-черных тонах. Внутренние рефлексy красные или буро-красные, обнаруживаются редко, в иммерсии у полуокисленных разностей отчетливо наблюдается ориентированное замещение пиролюзитом и рамсделлитом.

Приблизленно-количественный спектральный анализ радиально-лучистых агрегатов гроутита (возможно с небольшой примесью манганита) из Дебедского проявления показал следующие содержания элементов-примесей: Ca—1,0; K—0,18; Na—0,056; Fe, Cu—0,042; Ti—0,032; Ba—0,01; Zr, Li—0,001; Ga—0,00013%.

В табл. 80 приведены данные рентгеноструктурных анализов неокисленных разностей гроутита из Дебедского проявления марганца (обр. 2 и 3). Как показал анализ рентгеноструктурных исследований, изучаемые образцы из Дебедского проявления представлены гроутитом, с небольшой примесью манганита. Все наиболее характерные линии межплоскостных расстояний гроутита, хотя некоторые из них несколько ослабленные, на рентгенограмме присутствуют.

Термические анализы проб той же фракции (рис. 52) показали, что исследуемые образцы теряют воду уже при температу-

Межплоскостные расстояния гроутита

Обр. 2		Обр. 3		Обр. 2		Обр. 3	
1	d/n	1	d/n	1	d/n	1	d/n
4	4,19	6	4,22	—	—	2	1,539
—	—	3	3,99	5	1,500	5	1,501
10	3,42	10	3,41	—	—	—	—
2	3,12	2	3,13	3	1,431	5	1,434
3	2,80	3	2,80	—	—	2	1,411
5	2,68	4	2,65	—	—	—	—
7	2,637	6	2,63	—	—	—	—
2	2,53	2	2,53	3	1,32	4	1,324
4	2,419	5	2,41	2	1,28	—	—
2	2,372	3	2,37	—	—	—	—
3	2,30	2	2,301	—	—	—	—
4—5	2,27	5	2,271	—	—	2	1,244
3	2,19	4	2,197	—	—	1	1,217
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
4	1,78	5	1,783	3	1,181	—	—
—	—	1	1,76	2	1,168	—	—
4	1,69	—	—	3	1,156	—	—
5	1,67	6	1,672	4	1,135	—	—
2	1,60	2	1,601	2	1,114	—	—
2	1,554	2	1,565	—	—	—	—

Лаборатория ИГН АН АрмССР, аналитик Ревазова Н. В. Условия съемки: ДРОН-2, Feα излучение.

ре 160°C. Имеющиеся на кривой нагревания эндотермические эффекты при температуре 380° и 1070°C вполне соответствуют имеющимся на кривой нагревания гроутита из Идикеля. Как известно, для природных неокисленных манганитов первый эндотермический эффект появляется при температуре не выше 345—350°C; кроме того, для их крупнокристаллических разностей характерен эндотермический эффект в интервале 797—895°C. На нашем образце эндотермический пик при 680°C говорит о наличии в исследуемой пробе примеси пиролюзита, который образуется, как было уже указано, в зоне окисления за счет гроутита.

Гидроокислы железа. К этой группе относятся лимонит, гетит, гидрогетит, лепидокрокит, гидрогематит и некоторые разновидности водо- и гидроксилсодержащих минералов железа. Они отличаются главным образом содержанием адсорбированной воды, степенью кристаллизации, дегидратации и другими физическими свойствами.

Гидроокислы железа, состоящие из смеси гётита и лимонита с гидроокислами кремнезема, глинистыми веществами, принято называть бурыми железняками.

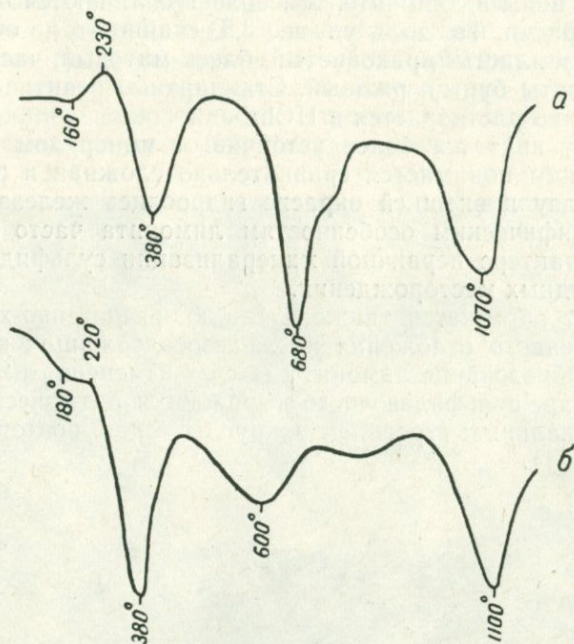


Рис. 52. Кривые нагревания гоутита: а) из Дебедского проявления; б) из Идикеля. По Л. П. Яшвили.

Характерными минералами группы гидроокислов железа являются лимонит и гётит, которые широкое развитие и распространение имеют в зоне окисления различных типов рудных, в особенности сульфидных месторождений.

Лимонит— $\text{HFeO}_2 \cdot \text{aq}$ представляет собой гидрогетиты или же смеси гётита, гидрогётита, лепидокрокита или гидрогематита, обычно с преобладанием одного из этих минералов, главным образом гидрогётита.

Многие исследователи нередко под лимонитом подразумевают бурые железняки, что является ошибочным, т. к. последние, в отличие от лимонита, состоят из гётита и лимонита с гидроокислами кремнезема и глинистых веществ.

Лимонит образует плотные и землистые массы, конкреции, жеоиды и оолиты.

Цвет лимонита бурый, желтовато-бурый и охряно-желтый. Чем больше воды в лимоните, тем более усиливаются охряно-желтые тона окраски. Тв. до 4, уд. вес 3,8, спайность не обнаруживается, излом землистый, раковинистый, блеск матовый, часто стеклянный, цвет черты бурый, ржавый. Стандартные реактивы не действуют, медленно растворяется в HCl.

Лимонит является более устойчивым минералом зоны окисления; под ним понимается сравнительно сложная и разнообразная по составу и внешней окраске гидроокись железа. Отметим, что по специфическим особенностям лимонита часто приходится судить о характере первичной минерализации сульфидных и других типов рудных месторождений.

Лимонит образуется также путем анорганогенно-химического или органогенного отложения из железосодержащих вод различного рода. Образование лимонита за счет изменения пирита, халькопирита и др. сульфидов часто выражается ритмически-концентрическим зональным строением вокруг их зерен, повторяя их форму (рис. 53, 54).

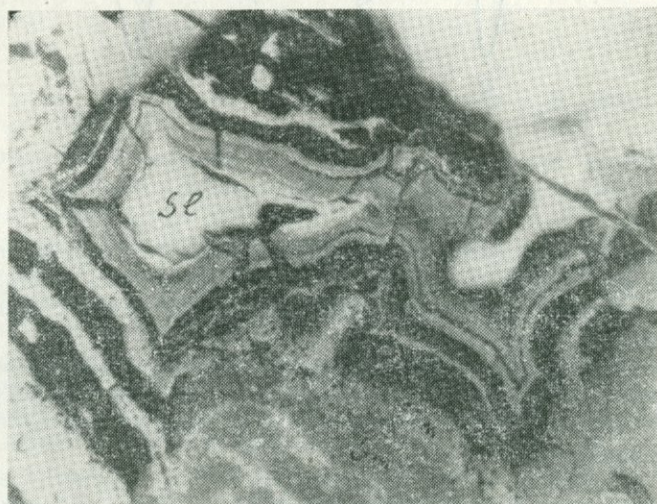


Рис. 53. Ритмичное замещение сфалерита (Sl) лимонитом (lim) и смитсонитом. Полин. шлиф, увел. 80. Месторождение Зод. По. Ш. О. Амирян.

Гётит— HFeO_2 ; назван в честь поэта Гёте. Гётит является наиболее богатой железом (89,9% Fe_2O_3) разновидностью из минералов группы гидроокислов железа. Гётит отличается кристаллическим строением и сравнительно низким содержанием воды (10,1% H_2O) против 12—14% H_2O в лимонитах. Синг. ромбич., образует почковидные, гроздьевидные и сталактитовые формы выделения, а также конкреции, сплошные массы. Характерно радиально-лучистое и параллельно-волокнистое строение агрегатов. Встречаются псевдоморфозы гётита по кристаллам пирита.

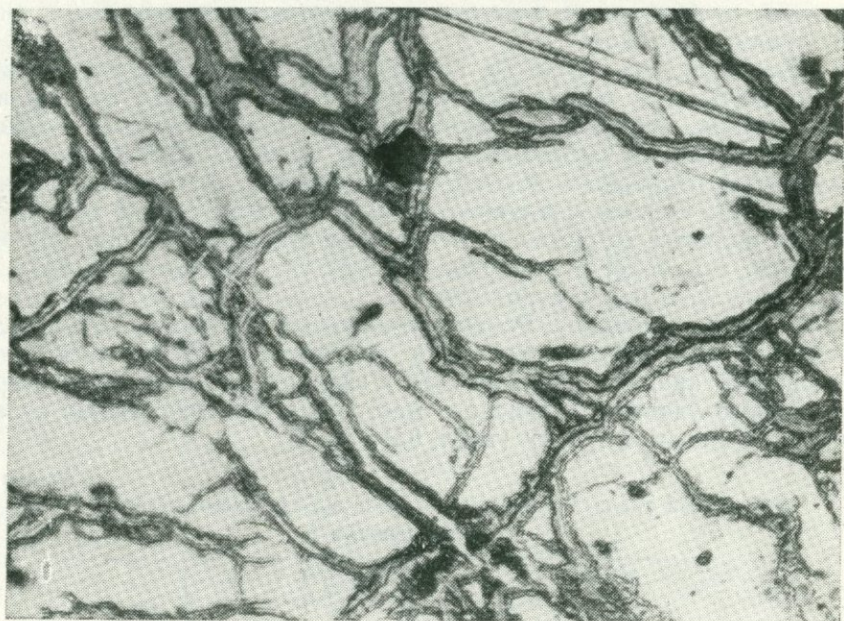


Рис. 54. Петельчатое замещение халькопирита (Ср) лимонитом (lim). Полир. шлиф, увел. 60. Месторождение Зод. По Ш. О. Амиряну.

Цвет гётита темно-бурый, до почти черного. Черта бурая, блеск полуметаллический, шелковистый, иногда алмазный. тв. 5, уд. вес 4,2; спайность хорошая, совершенная; излом неровный, раковистый. Оптически отрицательный.

Отражательная способность (R) низкая, порядка 15—17%, двуотражение (ΔR) слабое, хорошо заметно в иммерсии. Цвет под микроскопом в отраженном свете серый. Цвет и величина отражательной способности изменяются в значительных пределах. Про-

свечивает в тонких слоях; для гетита характерны желтоватые и красноватые внутренние рефлексy.

Гётит и лимонит образуются при гипергенных процессах как продукт разрушения и окисления сульфидов, окислов и карбонатов железа (пирита, пирротина, магнетита, реже гематита и сидерита), а также железосодержащих силикатных минералов.

Кроме этих минералов в природе встречаются промежуточные продукты из группы гидроокислов железа с различными содержаниями до 20—25% H_2O . Разности гидроокислов железа, богатые водой, представляют гидрогели. В поверхностных условиях закиси железа, растворенные в солях, окисляются и отлагаются в виде коллоидных осадков.

Как видно из табл. 75, проанализированная гидроокись железа Базумского месторождения отличается высоким содержанием фосфора, кремнезема, закиси железа и магния. Если основываться только на высоком содержании фосфора (2,76% P_2O_5), то изученную гидроокись железа можно отнести к стильпноситериту (табл. 81). Однако следует отметить, что химический анализ не всегда является единственным мерилем для диагностирования минералов, тем более трудноопределимых гидроокислов железа, определения которых контролируются данными рентгеновских и термических исследований. Рентгенограмма этого минерала свидетельствует о его принадлежности к гидрогётиту. Результаты рентгеновского анализа образца (1/79) гидроокисла железа с северо-восточного участка Базумского месторождения, указывают на его принадлежность к гётиту (табл. 82).

Таблица 81

Химический анализ* гидроокислов железа Базумского железорудного месторождения, в %

№ пробы		№ пробы	
805/76		805 76	
Окислы		Окислы	
SiO_2	2.02	H_2O	10.88
TiO_2	0.32	п.п.п.	0.68
Al_2O_3	0.53	Na_2O	0.27
Fe_2O_3	79.88	K_2O	0.23
FeO	1.14	P_2O_5	2.76
MnO	н. о.	V_2O_5	0.002
CaO	0.98		
MgO	1.02	Сумма	100.21

* Анализ выполнен в химической лаборатории ИГН АН АрмССР, аналитик Гаспарян З. Ш.

Гётиты Базумского и Анкаванского железорудных месторождений несколько отличаются набором элементов-примесей. Гётит из железорудных скарнов Анкаванского месторождения отличается присутствием в нем элементов-примесей: Li, Ba, Sn и Na, а гётит Базумского месторождения — наличием Pb и Ni (табл. 83).

Таблица 82

Межплоскостные расстояния гидроокислов железа
Базумского и Анкаванского месторождений Армянской ССР

1/79 Базум		769/75 Анкаван	
l	d _h /n	l	d _h /n
4	4,970	5	3,70
10	4,195	3	2,96
5	3,387	10	2,722
8	2,680	6	2,222
3	2,580	5	1,854
5	2,490	8	1,713
7	2,450	4	1,620
3	2,254	5	1,496
7	2,192	5	1,430
3	1,922	2	1,364
3	1,802	5	1,329
6	1,720	3	1,177
5	1,692	7	1,067
2	1,657		
2	1,605		
5	1,564		
4	1,508		
4	1,470		
5	1,454		
5	5,395		
5	1,359		
3	1,317		

* Анализы выполнены в рентгеноструктурной лаборатории ИГН АН АрмССР, аналитик Ревазова Н. В. Условия съемки: ДРОН-2 Соа, 20 kv 6 mA.

Проведенными исследованиями установлено (Е. А. Акопян, 1960), что гидроокислы железа в зоне окисления железорудных и других типов рудных месторождений (серно- и медноколчеданных, медно-молибденовых, полиметаллических, золоторудных) по способу образования разделяются на: а) образовавшиеся на месте путем замещения и б) перенесенные и отложенные вдали от места образования.

Гипергенных условиях гидроокислы железа, в частности гётит и лимонит в первом случае образуются под воздействием ак-

тивных вод на сульфидные, окисные, карбонатные минералы железа и железосодержащие силикатные минералы, а во втором случае часть железа выносится в виде бикарбонатов и гидратов, которые отлагаются в трещинках и пустотах.

Таблица 83

Полуколичественные спектральные анализы гидроокислов железа Базумского и Анкаванского железорудных месторождений, в %

	1/79 Базум	4/80 Анкаван		1/79 Базум	4/80 Анкаван
Si	1,8	1,3	V	—	0,0024
Al	0,075	0,24	Mo	0,0032	0,0032
Mg	0,024	0,24	Cu	0,0042	0,01
Ca	0,32	0,0075	Pb	0,00042	—
Fe	10	10	Zn	0,0032	0,0032
Na	—	0,032	Sn	—	0,001
K	0,0032	0,075	Ga	0,00024	0,00042
Mn	0,056	0,042	Ba	—	0,0032
Ni	0,00032	—	Li	—	0,00018
Ti	0,0042	0,024			

Примечание: Анализы выполнены в спектральной лаборатории ИГН АН АрмССР.

В железорудных (Базумском, Анкаванском, Мисханском, Арамздском, Еркати-Цакерском, Моллакишлагском, Айри-джурском, Бовери-гашском, Разданском, Сваранцском, Агарцинском), медно-молибденовых (Каджаранском, Агараком, Анкаванском), медно-колчеданных (Кафанском, Алавердском, Шамлугском), серно-колчеданных (Тандзутском, Чибухлинском) и других типах рудных месторождений республики гидроокислы железа ассоциируют с пиритом (часто его реликтами), мартитом, магнетитом, кальцитом, кварцем, малахитом и азуритом (рис. 55).

Лимонит и гётит нередко с кварцем и аметистом встречаются в жеодах раздробленных пород Иджеванского месторождения бентонитовых глин и агата, а также с некоторыми минералами марганца (месторождения Сари-гюх, Сваранц и другие).

Манганит— $\text{MnO} \cdot \text{OH}$. Теоретический состав (в %): Mn_2O_3 89,76; H_2O 10,24.

Кристаллизуется в моноклинной сингонии. На территории Армянской ССР встречается в виде темно-бурых, почти черных почковидных агрегатов средней твердости, реже—в виде хорошо раскристаллизованных радиально-лучистых агрегатов. Черта бурая, блеск от матового до полуметаллического.

Под микроскопом манганит серый, с едва заметным бурым оттенком. Отражательная способность низкая, колеблется в пределах 14,5—21,8%. Двуотражение довольно сильное. От очень похожего на манганит криптомелана отличается бурым оттенком, бархатистой поверхностью. Манганит в скрещенных николях обнаруживает сильную анизотропию с яркими цветовыми эффектами.



Рис. 55. Чередование колломорфных образований гетита (ht) и малахита (mal). Полир. шлиф, увел. 120. Месторождение Каджаран. По К. А. Карамяну.

В иммерсии отражательная способность сильно снижается. Не затронутый процессами окисления манганит встречается редко. Под микроскопом почти во всех шлифах отчетливо видно замещение манганита пиролюзитом.

Стандартные реактивы на манганит не действуют. Травится концентрированной HCl (выявляется спайность). Медленно травится 8% H_2SO_4 .

На территории Армянской ССР манганит встречается в рудах как марганцевых, так и немарганцевых месторождений. На Севкар-Саригюхском месторождении марганца манганит входит в

состав гидротермальных руд как раннего вулканогенно-осадочного, так и собственно гидротермального этапов оруденения. В обоих случаях образует сплошные массы частично зернистой, частично почковидной текстуры (рис. 56). Последние местами нацело замещены пиролюзитом. В низкотемпературных гидротермальных рудах манганит часто образует друзы и щетки (рис. 57).

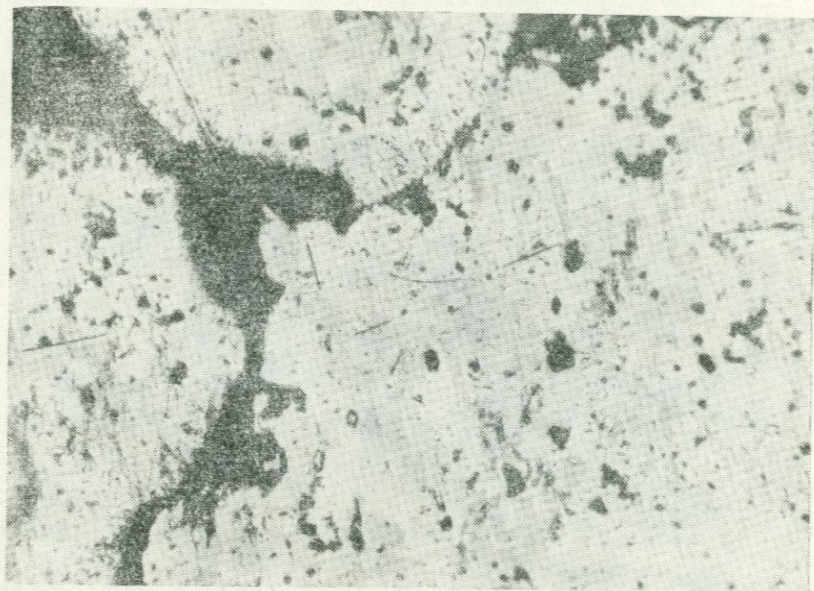


Рис. 56. Мелкозернистые выделения манганита. Отчетливо видно двуотражение. По краям зерен манганит почти полностью замещен пиролюзитом. Полинр. шлиф, увел. 200. Севкар-Саригюхское месторождение. По Л. П. Яшвили.

Изучение Севкар-Саригюхского манганита (табл. 84), не затронутого процессами окисления, под электронным микроскопом выявило его блочное строение.

На Кармрашенском и Сваранцском месторождениях манганит образует прожилки в виде скрытокристаллических агрегатов.

На Дебедском проявлении марганца представляет собой главный рудообразующий минерал. Образует прожилки, гнезда, выполненные хорошо раскристаллизованными радиально-лучистыми агрегатами. Размер лучей иногда достигает 10 мм. Встречается в тесной ассоциации с гроутином.

На Саринарском проявлении (Яшвили, 1978) призматические выделения манганита полностью замещены браунитом и гаусманитом.

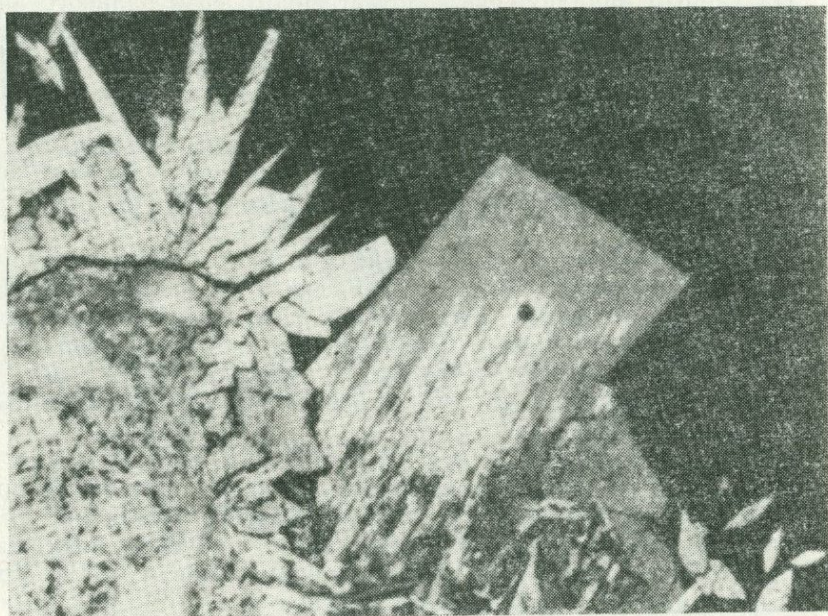


Рис. 57. Кристалл манганита, ориентированно замещенный пиролюзитом. Полин. шлиф, увел. 200. Севкар-Саригюхское месторождение. По Л. П. Яшвили.

Таблица 84

Межплоскостные расстояния манганита из
Севкар-Саригюхского месторождения

l	d n	l	d n
10	4,1	3	2,53
5	3,72	6	2,39
10	3,39	7	1,77
5—6	2,62	8	1,66

Лаб. УГСМ АрмССР. Аналитик Р. Г. Мхитарян. Условия съемки: Fe α , β , D=57,3, d=0,5, эксп. 8 ч.

Манганит, как конечный продукт процесса гидротермального рудоотложения, встречается в рудах медно-молибденовой (Агаракское месторождение) и полиметаллической (Газма, Гюмушхана) формаций.

По данным приближенно-количественного спектрального анализа манганит из Дебедского проявления содержит следующие элементы-примеси (в %): Si—1,8; Al—1,3; Ca—1,0; Mg—0,32; K—0,18; Na—0,56; Fe и Cu—0,042; Ti—0,032; Ba—0,1; V—0,0075, Zr, Li—0,001; Ni—0,00032; Be—0,00018.

Брусит—Mg[OH]₂. Сингония тригональная. Встречается в трещинах серпентинизированных дунитов, среди месторождений магнезита СВ побережья озера Севан, в ассоциации с артинитом (Абовян, 1957).

Образует слюдоподобные чешуйчатые агрегаты размерами от 0,3 до 1 см. Спайность весьма совершенная по {0001}. Чешуйки тонкие и очень гибкие. Бесцветный, реже—слабозеленоватый. Блеск в изломе стеклянный, на плоскостях спайности—перламутровый; в соляной кислоте растворяется. Твердость 2,5. Уд. вес 2,4. Оптически положительный, $N_z = 1,580—1,600$; $N_0 = 1,560—1,590$; $N_e - N_0 = 0,012—0,020$.

Теоретический состав (в %): MgO—69, H₂O—31. В виде изоморфных примесей иногда присутствуют Fe и Mn. В табл. 85 приведен химический анализ брусита, выполненный в химлаборатории УГ АрмССР. Наличие SiO₂ и Fe₂O₃ в составе брусита, возможно, объясняется примесями, попавшими в пробу (Абовян, 1961). Кривая нагревания рассматриваемого брусита (рис. 58), полученная в термической лаборатории ИГЕМ АН СССР, характеризуется слабой эндотермической остановкой при 270°C (вследствие Fe₂O₃·H₂O) и более резкой эндотермической остановкой при 540°C. По своим термоэффектам описанный брусит близок к уральскому (пунктирная линия) (Гинзбург, Рукавишникова, 1951).

Таблица 85

Химический анализ брусита

Окислы	Вес. %
SiO ₂	1,44
Fe ₂ O ₃	2,09
Al ₂ O ₃	нет
MnO	0,12
CaO	0,25
MgO	62,32
H ₂ O	28,75
CO ₂	5,75
Сумма	100,72

Брусит в Армянской ССР встречается на участках развития сильно серпентинизированных дунитов, приуроченных к месторождениям магнезита, в ассоциации с артинитом и серпентином и, по-видимому, образовался в результате гидротермального изменения дунитов в процессе их серпентинизации.

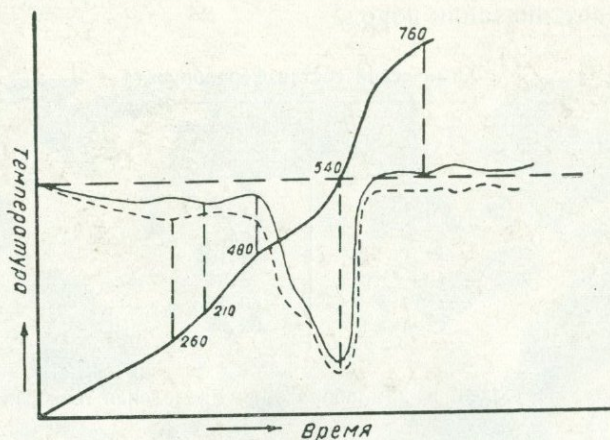


Рис. 58. Кривая нагрева брусита. Даринское месторождение магнезита. По С. Б. Абовяну.

Ферробрусит—(Mg, Fe) $[\text{OH}]_2$. Сингония тригональная.

Ферробрусит также встречается в трещинах серпентинизированных дунитов, месторождений хромита и магнетита, в ассоциации с артинитом, серпентином, бруситом (Абовян, 1957).

Представлен слюдоподобным тонкочешуйчатым агрегатом, с размерами отдельных чешуек до 2—3 мм. Цвет темно-коричневый, что, по-видимому, обусловлено присутствием изоморфной примеси железа. Твердость 2,5—3. Уд. вес—2,5. В HCl легко растворяется. Оптически положительный, $N_z = 1,580\text{—}1,600$; $N_0 = 1,560\text{—}1,590$; $N_e\text{—}N_0 = 0,012\text{—}0,020$.

Химический анализ ферробрусита (табл. 86) показывает, что от брусита он отличается сравнительно высоким содержанием Fe_2O_3 и низким содержанием MgO, CO_2 и CaO (Абовян, 1961). В свежем состоянии по внешним признакам совершенно не отличается от брусита. На воздухе в течение нескольких дней окисляется, желтеет, буреет до темно-коричневого цвета. При этом минерал расщепляется по спайности и тускнеет в связи с разрушением кристаллической решетки. В зоне выветривания за счет CO_2 , раст-

воренного в поверхностных водах, частично карбонатируется, приобретает вид чешуек золотисто-бурого цвета и переходит в пироаурит. Условия нахождения ферробрусита (полые трещины в серпентинизированных дунитах, иногда в хромитовых залежах) указывают на то, что он образовался в числе последних минералов гидротермального происхождения и, по-видимому, связан с процессом серпентинизации пород.

Таблица 86

Химический состав ферробрусита

Оксиды	Содержание в %
MgO	34,29
CaO	сл.
Fe ₂ O ₃	32,18
CO ₂	3,34
H ₂ O	30,12
Сумма	99,93

Анализ выполнен в химлаборатории Управления геологии АрмССР.

Ферробрусит встречается на Урале в платиноносных месторождениях хромита в Нижне-Тагильском дунитовом массиве, иногда в кернах буровых скважин с значительных глубин. В Армянской ССР обнаружен на глубоких горизонтах Шоржинского хромитового месторождения, в трещинах серпентинизированных дунитов и весьма редко—в трещиноватых магнезитизированных породах Даринского месторождения.

Вернадит— $MnO_2 \cdot nH_2O$. Точная формула не установлена.

По В. И. Михееву—псевдотетрагональный. Образует сплошные слабораскристаллизованные землистые и натечные выделения. Часто встречается также в виде корок. Образуется в зоне окисления марганцевых и некоторых марганецсодержащих полиметаллических месторождений и проявлений.

Макроскопически цвет вернадита черный или темно-бурый. Твердость в зависимости от агрегатного состояния колеблется от 2 до 6. Черта бурая. Блеск от матового до смоляного с призрающим налетом.

Под микроскопом в отраженном свете плотные разности вернадита серо-белого цвета, отражательная способность низкая, приближается к таковой манганита. Изотропен, внутренние рефлексы отсутствуют.

В рудах Армянской ССР вернадит обнаружен на Севкар-Саригюхском месторождении марганца в ассоциации с минералами

группы псиломелана, а также с манганитом и гаусманитом. Разбивается как в виде землистых масс, так и концентрически-скорлуповатых агрегатов, главным образом в пустотах (рис. 59). На Севкар-Саригюхском месторождении вернадит в основном черного цвета, но встречаются и бурые разности с повышенным содержанием железа.



Рис. 59. Вернадит коллоидного строения. Полир. шлиф, увел. 200. Севкар-Саригюхское месторождение. По Л. П. Яшвили.

Для точной диагностики проведены рентгеноструктурные анализы рыхлых разностей с поверхности почек, сложенных криптомелан-голландитовым агрегатом (обр. 1) и концентрически скорлуповатых разностей (обр. 2). Данные рентгеноструктурного анализа приведены в табл. 87.

По данным приближенно-количественного спектрального анализа, концентрически-скорлуповатого вернадита, содержания элементов-примесей следующие (в %): К—3, Ва~1, Са и Na~1, Sr—0,3—1, Si~0,1, Al, Mg, Fe—0,1—0,3, V~0,03, Mo—0,01—0,03, Cu—0,003, Li—0,001, Pb—0,0003.

Межплоскостные расстояния вернадита

Обр. 1		Обр. 2		Обр. 1		Обр. 2	
1	d/n	1	d/n	1	d/n	1	d n
6	6,9	—	—	3	1,90	—	—
4	4,9	5	4,99	4	1,80	2	1,83
10	4,1	—	—	—	—	3	1,69
2	3,4	—	—	—	—	5	1,62
7	3,1	5	3,11	3	1,54	5	1,54
2	2,49	—	—	3	1,42	4	1,42
9	2,39	9	2,39	3	1,34	—	—
3	2,27	—	—	2	1,29	3	1,29
7	2,17	6	2,16	1	1,15	—	—
4	2,10	3	1,98	1	1,04	—	—

Лаборатория ГУСМ АрмССР, аналитик Р. Г. Мхитарян. Условия съемки: УРС-70, D=57,3, d=0,5, Fe α , β , Cu α , 10 ч. и 9 ч. соответственно.

Блекеит—Fe₂(TeO₃)₃. Мало изученный минерал. Установлен в окисленных золото-теллуридовых рудах Зодского месторождения (Амирян Ш. О., 1974), где он ассоциирует с монтанитом, данхемитом и гипергенным золотом, замещающий теллуриды золота, серебра, висмута, свинца. Представлен в виде корочек и землистых масс бурого и красновато-бурого цветов.

Под микроскопом блекеит характеризуется низкой интенсивностью отражения. Коэффициент отражения составляет 10—12%. Изотропный, серого цвета с бурыми, красными внутренними рефлексами, низкой твердостью.

Спектральный анализом в минерале установлены: Al, Mg, Ca, Mn, Ni, Co, Ag, As в тысячных, сотых и десятых долях процента, Fe, Te, Bi от 3 до 10 и более процентов, Sb, Au, Cu от 1 до 3%.

В продуктах окисления теллуридов золота, серебра, висмута, никеля и свинца наблюдаются и другие минералы кирпично-красного, красного, красновато-голубого, желто-красного цветов в тесной ассоциации с сохранившимися от изменения теллуридами. В полях этих минералов обычно наблюдаются тонкие включения гипергенного золота. Микроспектральные анализы этих минералов показывают высокие содержания Fe, Au, Pb, Ag, Te. Аналогичные минералы описываются Т. Ватанабе (1959) в рудах из золото-теллуридовых месторождений Японии, где предполагается существование теллуридов и теллуридов золота, откуда впоследствии восстанавливается самородное (гипергенное) золото.

Данхемит— PbTeO_4 . Химически—теллурат свинца. Химического анализа нет. Кристаллографически не изучен.

В отраженном свете имеет светло-бурый цвет. В скрещенных николях сильно анизотропен. Двуотражение отчетливо заметно в воздухе с цветным эффектом. Отражательная способность по визуальной оценке выше сфалерита и значительно ниже галенита. R для желтой части спектра равен 22%. Микротвердость минерала в среднем равна 11–13 кгс/мм². От HNO_3 быстро чернеет с выявлением структуры. HCl действует. С KCN , HgCl_2 и KOH не реагирует. Данхемит является продуктом окисления алтаита. Установлен только в аншлифах.

Данхемит совместно с жильными минералами встречается в зоне окисления золоторудных (Зод, Меградзор) и медноколчеданного (Кафан) месторождений. На Кафанском месторождении при окислении алтаит переходит в данхемит, а реже по нему образуются коррозионные структуры разъедания церуссита (теллурид-теллурат-карбонат).

Микрохимическим и микроспектральным анализами в описываемом минерале определены свинец и теллур.

Дебаеграмма данхемита Кафанского месторождения полностью идентична дебаеграмме искусственного теллурата свинца.

Результаты рентгеноструктурного исследования кафанского данхемита, приведены в табл. 88.

Таблица 88

Межплоскостные расстояния данхемита из Кафанского месторождения

d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n	l
3,71	2	1,867	10	1,387	1	1,132	3
3,37	10	1,825	1	1,349	1	1,120	2
3,23	4	1,690	4	1,305	2	1,113	6
3,06	4	1,653	7	1,264	3	1,092	6
2,96	10	1,560	1	1,259	7	1,075	4
2,79	2	1,514	6	1,226	6	1,029	1
2,39	5	1,489	6	1,201	1	1,016	4
2,13	1	1,474	6	1,185	8	1,001	2
2,05	5	1,405	1	1,150	2		

Анализ выполнен в лаборатории ВИМС-а Г. А. Сидоренко. Условия съемки: Fe—антикатод, РКД—57,3, эксп. 8 ч.

Монтанит— $\text{Bi}_2\text{TeO}_4(\text{OH})_4$. Химически—водный теллурат висмута: Bi_2O_3 —68,64%, TeO_3 —26,04%, H_2O —5,32%.

Сингония моноклинная. Цвет белый с желтоватым оттенком. Оптически отрицательный. Дисперсия очень сильная. Твердость низкая. Оптические константы: $N_m=2,09$; $N_g-N_p=0,01$.

В отраженном свете серый, всегда неоднородный, слабо двуотражающий. Отражательная способность низкая. Анизотропный. Имеет бесцветные внутренние рефлексы. От HNO_3 , HCl , KCN и царской водки чернеет.

Землистые корки монтанита совместно с другими гипергенными минералами встречаются в зоне окисления Зодского, Анкаванского и Меградзорского месторождений, а также Сарнахпюрского проявления. Обычно монтанит является продуктом окисления теллурувисмутита и тетрадимита. Спектральным анализом в монтаните Зодского месторождения обнаружены: Te , Bi 10%; Sb , Pb 1—3%; Fe , Ni , Co , Ti , Cr , Hg , Cu , Ag , Zn , Au —0,001—0,1%.

РАЗДЕЛ VIII.

ВОЛЬФРАМАТЫ, МОЛИБДАТЫ

Вольфрамит— $(\text{Mn}, \text{Fe})\text{WO}_4$. Вольфрамит образует призматические, пластинчатые кристаллы моноклинной сингонии. Агрегаты имеют радиально-призматический облик с отчетливо проявленной штриховкой. Спайность совершенная по (010).

Цвет красно-бурый до буровато-черного. В прозрачных шлифах просвечивает красно-оранжевым цветом. $\text{Ng}=2,3$, $\text{Np}=2,2$. В полированных шлифах из кварцеворудных жил вольфрамит встречается в тесных сростаниях с шеелитом, который, как правило, разъедает и замещает вольфрамит. Отражательная способность примерно 16—18. Погасание косое $\leq 30^\circ$. Анизотропия и двуотражение проявлены отчетливо. Внутренние рефлексы густые, буровато-красные. Параметры элементарной ячейки рассчитаны по результатам рентгеновского анализа (табл. 89)— $a_0=4,68 \text{ \AA}$, $b_0=5,724 \text{ \AA}$, $c_0=4,941 \text{ \AA}$ указывают на повышенную роль гюбнеритовой составляющей в вольфрамите из Маргаовитского месторождения.

Приближенно-количественный спектральный анализ показал: Fe (3—5%), Mn ($\sim 10\%$), Ti (0,3%), W ($>10\%$) Nb (0,3%), Sc (0,03%), Sn (0,01%), а также Ca , Mg , Co , La .

Вольфрамит тесно ассоциирует с шеелитом, турмалином, молибденитом, пиритом, висмутином, касситеритом и другими минералами высокотемпературных кварц-турмалиновых (Маргаовит), кварц-полевошпатовых, кварц-молибденитовых (Вохчи, Мегригет) жил. Кроме того, вольфрамит в ассоциации с шеелитом, ортитом, турмалином и редкометалльными минералами установлен в грейзенизированных породах и в виде акцессорной составляющей Маргаовитского и Вохчинского интрузивов порфировидных гранитондов и связанных с ними пегматитов. Следует отметить, что воль-

фрамит, совместно с шеелитом, И. Г. Магакьяном, А. Г. Мидяном и др. отмечался в естественных шлихах в пределах Памбакского и Мегри-Сисианского рудных районов.

Таблица 89

Межплоскостные расстояния вольфрамита

I	d/n	I	d/n	I	d/n
3	4,72	5	(1,698)	3	1,170
2	3,969	3	1,653	2	1,130
3	(3,678)	8	1,575	10	1,057
10	3,018	3	(1,537)	1	1,041
8	2,885	3	1,501	2 _{III}	1,015
5	2,578	1	1,455	3	0,990
5	(2,417)	7	1,431	2 _{III}	0,966
4	2,254	4	(1,368)	3	0,958
4	2,151	2	1,334	2	0,940
2	1,973	9	1,246	3	0,919
7	1,895	1	1,228	2	0,907
2	1,831	2	1,207	2	0,892
3	1,752	6	1,182	6	0,888

Анализ выполнен в лаборатории ИГН АН АрмССР Хуршудян Э. Х. Условия съемки: камера РКД, Сиа антикатод, D=57,3, d=0,4, эксп. 15 часов.

Шеелит— CaWO_4 . Шеелит образует тетрагонально-бипирамидальные (рис. 60) кристаллы или плотные сплошные зернистые агрегаты. Характерна косая штриховка на гранях (112). В различных формационных типах месторождений Армянской ССР имеет различную окраску. Обычно серый с желтоватым оттенком, белый, реже—красный и даже бесцветный. Блеск алмазный жирный. На раковистом изломе отчетливо проявлена спайность (111). Одноосный, положительный, $N_e=1,938\pm 0,003$, $N_o=1,923$, $N_e-N_o=0,015$. В отраженном свете в виде неправильных агрегатов заполняет пормежутки между идиоморфными кристаллами пирита и кварца, нередко образует идиоморфные кристаллы в микродрюзах. Отражательная способность 10%. Внутренние рефлексы интенсивные, слабо желтоватые.

Рентгенометрическая характеристика аналогична таковой молибдо-шеелита (табл. 90). Рассчитанные параметры элементарной ячейки следующие: $a_0=5,23\text{\AA}$, $c_0=11,36\text{\AA}$.

Характерной особенностью химического состава шеелита, по данным приближенно-количественных спектральных анализов, является богатый редкоэлементный состав (табл. 91). Для шеелитов характерно постоянное присутствие Mo (0,03—0,1%), La (0,2—

0,3), Sn (0,0005—0,001%), Pt (0,001), а также V, Ni, Cr, Ti, Li, Pd, Ce (до 0,3—0,1%).

Шеелит весьма характерный минерал контактово-метасоматических (скарны, роговики, амфиболиты) месторождений, связанных с экзоконтактовыми зонами гранитоидных интрузий Мег-

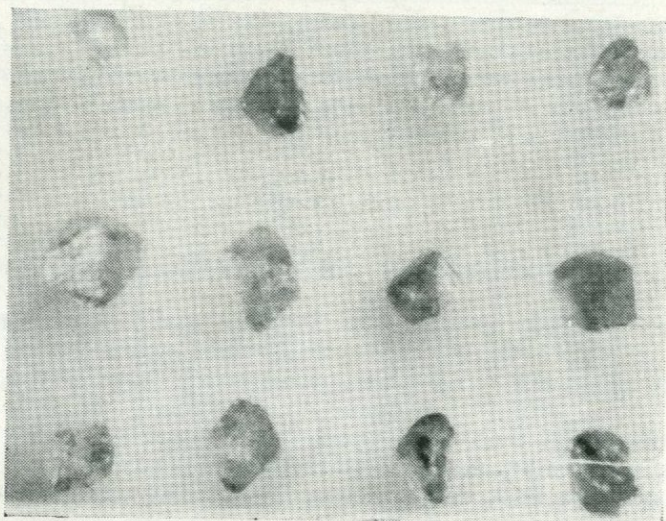


Рис. 60. Тетрагонально-бипирамидальные кристаллы шеелита (Амзачиманский массив). Увел. 10. По Б. М. Меликсетяну.

Таблица 90
Межплоскостные расстояния шеелита (по Р. Л. Мелконяну, 1976)

I	d/n	I	d/n	I	d/n
5	4,71	9	1,586	1	1,125
10	3,09	4	1,550	2	1,108
3	2,80	2	1,432	6	1,084
4	2,60	4	1,367	6	1,010
4	2,280	4	1,340	2	0,964
3	1,975	4	1,317	3	0,953
8	1,910	8	1,244	4	0,940
4	1,850	3	1,205	5	0,902
6	1,675	3	1,188	3	0,888
3	1,621	4	1,170	4	0,880

Условия съемки: УРС-70, D=57,3, d=шарик, C_{из} эксп. 18 ч.

ринского, Сисианского, Айодзорского, Памбакского и Алавердского рудных районов. В скарновых полях шеелит приурочен к высокотемпературным пироксен-плагноклазовой, гранат-амфибол-эпидотовой зонам. Кроме того, шеелит встречается в рудах кварц-молибденитовой стадии минерализации Каджаранского месторождения (А. С. Фарамазян, 1975), а также играет ведущую роль в золото-шеелитовых полях Гамзачиманского месторождения. Указания о довольно широком проявлении шеелитовой минерализации в скарновых полях и Cu—Mo месторождениях Памбак-Зангезурской зоны встречаются в работах И. Г. Магакьяна, В. Н. Котляра, Е. А. Акопян, А. Г. Мидяна, А. С. Фарамазяна (1975) и др. В. Сейраняном (1972) шеелит в ассоциации с гипогенным повеллитом установлен в кварц-карбонатных жилах районов проявления колчеданного медно- и полиметаллического оруденения (Шамлуг, Ахтала). Небезынтересно отметить, что Р. Л. Мелконяном (1976) шеелит установлен в гранитоидах Алавердского рудного района (Кохбский, Банушский).

Таблица 91

Спектральные анализы шеелитов

Разновидности	Mn	Ti	V	Cr	Mo	W	Zr	Cu	La	Pb	Sn
1. Красный, из Гамзачиманского месторождения	0,004	0,03	0,01	0,003	0,03	≥ 10	0,004	0,005	0,2	0,003	0,001
2. Серый из Мегринского плутона	0,003	0,02	0,03	—	0,01	≥ 5	0,003	0,01	0,01	0,003	0,003
3. Белый, из Шамлугского месторождения	0,01	—	0,03	0,003	0,1	> 10	—	0,01	0,3	0,02	0,0005

Анализы № 1—2 по данным Б. М. Мелксетяна (ИГН); № 3—по данным В. Сейраняна.

Шеелит является весьма распространенным акцессорным минералом умеренно-кислых олигоцен-миоценовых гранитоидов и связанных с ними пегматитов Южной Армении (Мегринская, Баргушатская и Каялинская группы интрузивов, а также Памбака). Интересны находки значительных концентраций шеелита (0,05—0,3%) в амфиболизированных, эпидотизированных габбро-амфиболитах района с. Вагравар, представляющих собой фации эпидот-амфиболовых скарнов.

Исследования акцессорных шеелитов Амзачиманского массива и связанных с ним пегматитовых и кварцеворудных жил позволили впервые определить довольно редкую разновидность—молибдошеелит, который описывается отдельно.

Молибдошеелит— $\text{Ca}(\text{Mo}, \text{W})\text{O}_4$. Молибдошеелит, как и шеелит, кристаллизуется в тетрагональной сингонии. Характерны хорошо ограненные дипирамидально-тетрагональные кристаллы с косой штриховкой на гранях (112). Обычны неправильной формы выделения. Редко встречаются друзы серых и бесцветных кристаллов молибдошеелита.

Таблица 92

Межплоскостные расстояния молибдошеелита

I	d/n	I	d/n	I	d/n
5	4,71	9	1,585	2	1,126
10	3,08	4	1,548	2	1,106
3	2,82	2	1,432	7	1,082
4	2,603	4	1,367	7	1,010
4	2,277	4	1,340	2	0,964
3	1,974	4	1,317	3	0,953
8	1,911	8	1,244	5	0,938
4	1,894	4	1,205	6	0,920
6	1,675	3	1,187	3	0,887
3	1,621	4	1,171	5	0,880

Анализ выполнен в лаборатории ИГН Хуршудян Э. Х. Условия съемки: $\text{Cu}\alpha$ антикатод, $D=57,3$ мм, $d=0,45$ мм, эксп. 9,5 часов.

Молибдошеелит обычно бесцветный, бледно-голубой, серый. Блеск сильный, алмазный. Под люминоскопом в катодных лучах светится ярко-голубым цветом. В изломе отчетливо заметна спайность по (111). В иммерсионных препаратах бесцветен. Одноосный, положительный: $N_e=1,935$, $N_o=1,920$, $N_e-N_o=0,015$.

По данным межплоскостных расстояний (табл. 92), рассчитаны параметры элементарной ячейки молибдошеелита: $a_0=5,258\text{\AA}$, $c_0=11,392\text{\AA}$, что несколько больше, чем у шеелита.

Характерной особенностью химического состава молибдошеелита, по данным приближенно-количественных анализов, является высокое содержание молибдена (3—5%), а из элементов-примесей Mn (0,02%), V (0,03—0,04), Cu, La и др. (табл. 93).

Таблица 93

Спектральные анализы молибдошеелитов

Разновидность	Mn	Ti	V	Cr	Mo	W	Zr	Cu	La	Li
Бесцветный	0,02	—	0,03	0,005	≥ 3	≥ 10	—	0,03	0,3	0,001
Серый	0,02	0,03	0,04	0,006	~ 5	≥ 10	0,004	0,04	0,03	0,002

Лаборатория ИГН АН АрмССР, аналитик Мартиросян М. Я.

Молибдошеелит встречается в пегматитах, аплит-пегматитах, гранитах и кварцевых жилах Амзачиманского массива в ассоциации с красным шеелитом поздней генерации ($\text{Mo} = 0,01\text{—}0,03\%$), молибденитом, вольфрамитом, самородным золотом, ураноторитом, ксенотимом, турмалином и другими редкометалльными акцессорными минералами.

Повеллит— CaMoO_4 . Теоретический состав: $\text{CaO} = 28\%$, $\text{MoO}_3 = 72\%$. Является характерным минералом зоны окисления медно-молибденовых месторождений Армянской ССР. Он установлен на Каджаранском, Агаракском, Айгедзорском, Дастакертском и Анкаванском месторождениях. Однако больших скоплений не образует. Более или менее значительные количества повеллита установлены на Каджаранском и Агаракском месторождениях, где повеллит проявляется на значительном вертикальном интервале.

Отмечаются несколько цветовых разностей повеллита—серый, светло-серый, желтовато-зеленый и белый.

Удельный вес каджаранского повеллита, по данным М. П. Исаенко, 3,742.

Повеллит обычно развивается псевдоморфно по молибдениту. В этом случае он пластинчатый с деталями строения молибденита. Для псевдоморфных агрегатов повеллита характерна реликтовая структура замещения.

М. П. Исаенко (1966) помимо этой разновидности выделяет и разность повеллита, образованного в результате кристаллизации вещества в пустотах и трещинах, а также перекристаллизованную разность. Повеллит, образованный в результате кристаллизации в трещинах, характеризуется зональным строением (рис. 61).

В отраженном свете повеллит имеет низкую отражательную способность: $R = 9\text{—}11\%$. Цвет минерала под микроскопом серый.

Химический состав повеллита из Каджаранского месторождения представлен в табл. 94.

Как видно из табл. 94 химический состав повеллита из Каджаранского месторождения близок к теоретическому. Спектральный анализом в повеллите установлены следующие элементы-примеси (в %): $\text{Mn} = 0,0053$, $\text{Ti} = 0,0018$, $\text{V} = 0,0046$, $\text{Cu} = 0,066$, $\text{Pb} = 0,009$, $\text{Ag} = 0,0013$, $\text{Bi} = 0,001$, $\text{Zn} = 0,009$, $\text{Sn} = 0,0017$, $\text{Y} = 0,0009$, $\text{Cr} = 0,11$, $\text{Ba} = 0,18$, $\text{B} = 0,00018$.

Межплоскостные расстояния повеллита из Каджаранского месторождения представлены в табл. 95.

Ферримолибдит— $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{MoO}_3 \cdot 7\frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$. Теоретический состав ферримолибдита: $\text{MoO}_3 = 60,2$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 22,2$, $\text{H}_2\text{O} = 17,6$. Минерал относится к ромбической сингонии. Ферримолибдит является характерным минералом зоны окисления медно-молибденовых место-

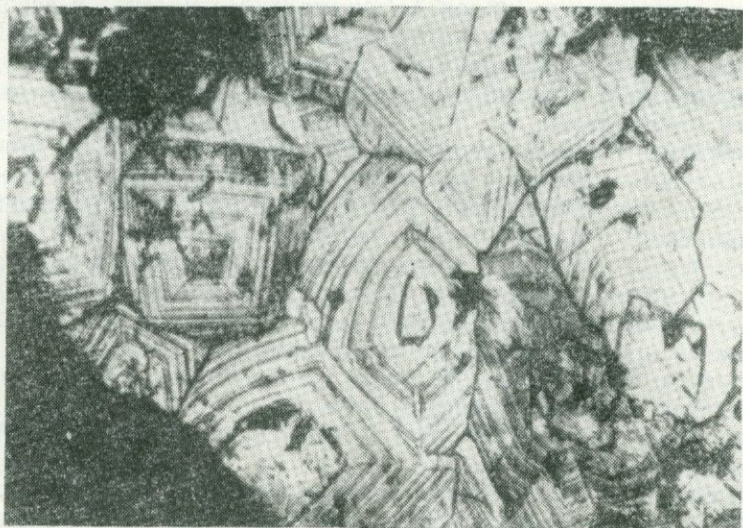


Рис. 61. Зональная структура повеллита. Прозрачный шлиф, увел. 150. Месторождение Каджаран. По К. А. Карамяну.

Таблица 94

Окислы	MoO ₃	CaO	Fe ₂ O ₃	Сумма	Автор	Аналитик
Содержание в %	69,80	27,99	2,15	99,94	М. П. Исаенко	О. Степанян

Межплоскостные расстояния повеллита

Таблица 95

I	d α /n	I	d α /n
6	1,548	6	1,191
2	1,437	7	1,170
9	1,378	3	1,155
1	1,357	6	1,131
3	1,330	4	1,114
1	1,306	6	1,092
1	1,292	9	1,082
10	1,249	9	1,066
7	1,205	7	1,035

Лаборатория ИГЕМ, Слудская Н. Н., Янченко М. Т. Железное излучение. D=57,3, d=0,6 мм.

рождений. Однако он не образует больших скоплений. Установлен на Каджаранском, Агараком, Дастакертском и Анкаванском месторождениях, где главным образом развит в верхних горизонтах месторождений. В более глубоких частях месторождения он проявляется преимущественно в мощных кварц-молибденитовых жилах.

Ферримолибдит легко устанавливается по канареечно-желтому цвету. Он образует охристые налеты, корки и редко почкообразные выделения. Ферримолибдит образует как псевдоморфозы, замещающая пластинчатые агрегаты молибденита, так и тонкозернистые агрегаты, раскристаллизованные в пустотах и трещинах. При псевдоморфном образовании замещает пластинки молибденита. Ферримолибдит обычно образует спутанно-волокнистый агрегат, длина волокон которого обычно не превышает 2,0 мм. Ферримолибдит тесно ассоциирует с лимонитом и установлен в смеси лимонита с ферримолибдитом в различных пропорциях. При преобладании лимонита смесь имеет бурый цвет.

Химический состав ферримолибдита из Каджаранского месторождения представлен в табл. 96.

Таблица 96

Окислы	MoO ₃	Fe ₂ O ₃	H ₂ O	Сумма	Месторожд.	Автор	Аналитик
Весовые %	61,59	21,28	17,13	100,0	Каджаран	М.П. Исаенко	М. О. Степанян

Как видно из табл. 96, состав ферримолибдита Каджаранского месторождения близок к теоретическому.

Таблица 97

Межплоскостные расстояния ферримолибдита

I	dz/n	I	dz/n
7	9,56	2	2,12
10	8,34	2	1,807
1	4,91	2	1,671
2	3,74	2	1,633
5	3,35	4	1,548
1	3,25	6	1,376
3	3,01	3	1,206
3	2,74	3	1,185
3	2,44		

Рентгеновская лаборатория ИГЕМ. Аналитик Г. В. Голубович. Условия съемки: железное излучение, D=57,9 мм, d=0,6 мм.

По данным М. П. Исаенко (1966), показатель преломления ферримолибдита, измеренный фосфорными жидкостями, равен по $N_g > 2,065$ и $N_p = 1,722 \pm 2$.

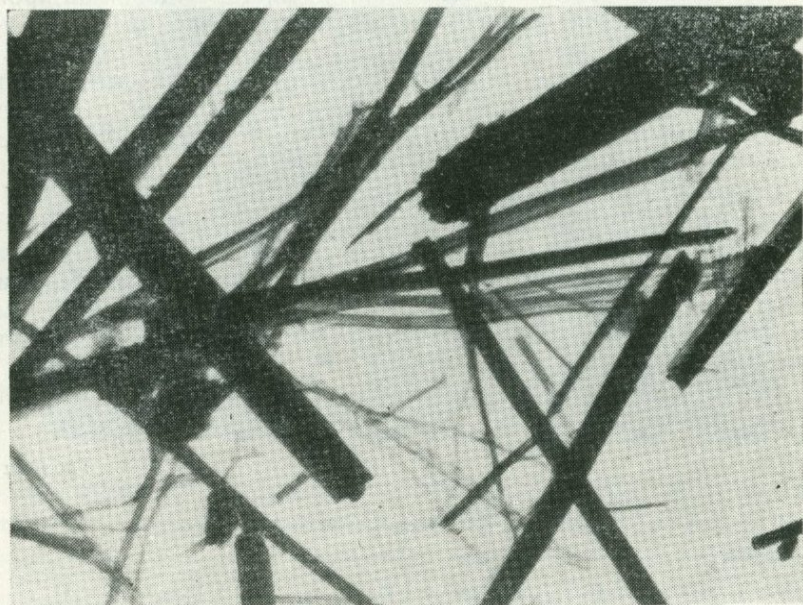


Рис. 62. Микроморфология кристаллов ферримолибдита. Электронномикроскопический снимок, увел. 15000. По К. А. Карамяну.

Электронно-микроскопический снимок ферримолибдита выявляет игольчатую и волокнистую форму кристаллов (рис. 62). В табл. 97 приводятся межплоскостные расстояния ферримолибдита из Каджаранского месторождения.

Спектральным анализом в ферримолибдите установлены следующие элементы-примеси: Mg—0,032, Mn—0,016, Ni—0,0004, Co—0,0004, Ti—0,05, V—0,0045, Zr—0,0001, Cu—0,0014, Pb—0,15, Ag—0,0012, Sb—0,016, Bi—0,0011, As—0,48, Zn—0,02.

ФОСФАТЫ, АРСЕНАТЫ, ВАНАДАТЫ.

Пироморфит— $\text{Pb}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$. Гексагональная сингония. Встречается в виде столбчатых, призматических кристаллов. Обычно в виде почковидных, шаровидных агрегатов. Твердость 3,5—4,0, уд. вес 6,7—7,1. Черта белая, желтоватая. Блеск алмазный, жирный.

Пироморфит установлен в рудах Зодского и Меградзорского. (Арчасарский участок) месторождений (Амирян Ш. О., 1974) где он в ассоциации с плюмбозитом, церусситом, смитсонитом развивается по минералам полиметаллических руд. Наблюдается псевдоморфное замещение галенита пироморфитом. Характеризуется зеленой желтой и бурой окраской. Образует зернистые агрегаты и корочки.

Спектральными анализами в минерале определены: Pb, P, Cl, Fe, Cu, Zn, As. Основа состоит из Pb, P, Cl.

Пироморфит имеет вторичное происхождение, так как наблюдается только в зоне окисления, где он развивается за счет гипогенных полиметаллических руд.

Апатит— $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{F}$ — $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{Cl}$. Апатит со всеми разновидностями, встречающимися в природе, входит в группу безводных фосфатов с общепринятой формулой $\text{A}_{10}\text{B}_6\text{O}_{24}\text{X}_2$, в которой допускается возможность изоморфных замещений ионов различных элементов обозначенных индексов. Катионы (А) представлены в основном ионами Ca, которые частично могут замещаться ионами Sr, Ba, Mn, Mg, Na, R_2O_3 (в том числе и редкоземельных элементов). В группу «В» в качестве комплексного аниона входят ионы фосфора $[\text{PO}_4]^{4-}$, которые частично могут быть замещены более слабым анионом $[\text{SiO}_4]^{4-}$, но в комбинации с более сильным анионом $[\text{SO}_4]^{2-}$, если при этом не происходит изменения зарядов в катионах (А. Г. Бетехтин, 1950).

Индекс «Х» представлен добавочными анионами F^{1-} , Cl^{1-} , $[\text{OH}]^{1-}$, O^{2-} , CO_3^{2-} , As^{2-} .

На территории республики выделяются три апатитоносные железорудные формации:

1. Апатит-магнетитовые руды гидротермально-метасоматической формации;
2. Апатит-гранат-магнетитовые и апатит-пироксен-магнетитовые руды контактово-метасоматической (скарновой) формации и
3. Амфиболизированные апатитоносные рудные пироксениты, амфиболиты и габбро-амфиболиты собственно магматической титаномagnetитовой формации.

1. Апатит гидротермально-метасоматической

железородной формации находится в парагенезисе с магнетитом, концентрация которых пространственно приурочена к эффузивно-экструзивному комплексу мнотермического возраста. Типичным представителем является пока единственное в своем роде на территории Армянской ССР Абовянское месторождение апатит-магнетитовых руд.

Железные руды Абовянского месторождения состоят, в основном, из магнетита и апатита, содержание которых в различных типах руд колеблется от первых процентов до 85—90%, иногда почти мономинеральных магнетитовых и апатитовых руд. В подчиненных количествах отмечаются кальцит, скаполит, актинолит, тремолит, кварц, пирит, мартит, биотит; сравнительно реже встречаются лимонит, гематит, халькопирит, мушкетовит, ильменит и другие минералы.

Таблица 98

Результаты полуколичественных спектральных анализов* ранних (2 пробы) и поздних (4 пробы) апатитов Абовянского железородного месторождения (%)

Элементы	Р а н н и й		П о з д н и й	
	пределы от—до	среднее	пределы от—до	среднее
Si	0,3—0,5	0,4	0,1—3,0	0,75
Al	0,03—0,3	0,16	0,05—1,0	0,35
Mg	0,3	0,3	0,1—1,0	0,55
Ca	10,0	10,0	10,0	10,0
Fe	0,2—0,3	0,25	0,03—1,0	0,35
Mn	0,10	0,10	0,03—0,3	0,12
Ti	0,01	0,01	0,01—0,07	0,03
V	—	—	не обн.—0,03	0,008
Cu	0,0003—0,001	0,0006	0,001—0,002	0,0006
Pb	0,001	0,001	не обн.—0,1	0,007
Zr	—	—	не обн.—0,003	0,001
Sr	0,3—0,4	0,35	0,1—0,2	0,0001
Ba	—	—	не обн.—0,001	0,00
Na	0,7	0,7	0,1—3	0,8
Ga	—	—	не обн.—0,07	0,018
Li	—	—	не обн.—0,001	0,0001
P	>10,0	10,0	10,0	10,0
F(CaF)	—	—	не обн.—0,3	0,1
Yt	0,3	0,3	0,1	0,1
Yb	0,003	0,003	0,01	0,01
Ce	7,0	7,0	0,7—1,0	0,8
La	1—3	2,0	0,3—1,0	0,7

* Анализы выполнены в спектральной лаборатории ИГН АН АрмССР

М. Я. Мартиросяном.

Кроме упомянутых типов магнетит-апатитовых руд, в которых апатит играет роль рудослагающего нерудного минерала, он в виде вкрапленников в небольших количествах встречается в различных породах эффузивного, экструзивного, вулканогенно-осадочного и осадочного комплексов, слагающих рудное поле.

Многообразие и возрастное взаимоотношение минеральных ассоциаций и агрегатных форм рудослагающих минералов, большое колебание размеров зерен, особенности текстур и структур руд позволяют на месторождении выделить апатит двух этапов: а) ранний—пневматолитовый и б) поздний—гидротермально-метасоматический.

Апатит раннего пневматолитового этапа представлен крупнокристаллическими зернами—призматическими, клинообразными и радиально-лучистыми агрегатными формами, с высоким содержанием редкоземельных элементов.

Апатиты гидротермально-метасоматического этапа более разнообразны как по цвету, так и агрегатной форме, являющиеся продуктом более позднего процесса гидротермальной деятельности магматического очага, породившего парагенетически связанные экструзивные андезито-дациты (Межлумян Г. Б., 1978).

По литературным данным (Саруханян Л. Б., 1971) и данным детальных исследований, на Абовянском месторождении выделяют три разновидности апатита: фтор-хлор-apatит, элестадит и франколит, среди которых широким развитием пользуется первая разновидность.

Фтор-хлор-апатит— $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{F}, \text{Cl})$. Сингония гексагональная, представлен как сплошными зернистыми массами, так и шестоватыми и призматическими кристаллами, иногда дипирамидальными, а также кристаллами таблитчатого и коротко-столбчатого габитуса.

Фтор-хлор-апатит является характерной и наиболее широко развитой разновидностью апатитов Абовянского месторождения. Формы кристаллов, агрегатное состояние и окраска апатита из различных типов железных руд и пород Абовянского месторождения довольно разнообразны.

В массивных богатых магнетит-апатитовых рудах апатит обычно образует «сливные» плотные массы, слагающие шестоватые, столбчатые, клинообразные, пламевидные неправильные удлиненные, а также червообразные формы выделения молочно-белого, светло-серого, желтовато-серого цветов, иногда с коричневатым и розоватым оттенками. На самом деле эти выделения состоят из нескольких, или же многочисленных зерен апатита, тесно соприкасающихся друг с другом, которые хорошо различаются в скрещенных николях. Размеры перечисленных форм выделений апатита колеблются в широких пределах—от нескольких миллимет-

ров до 3—4 см в длину и 5—7 мм в толщину.

Для массивных богатых магнетит-апатитовых руд характерен также так называемый «сахаровидный» апатит, представленный непрозрачными короткопризматическими и короткостолбчатыми выделениями.

Апатиты из апатитовой, апатит-карбонатной, апатит-магнетитовой разностей руд характеризуются мелкими длиннопризматическими прозрачными и водяно-прозрачными кристалликами, размером до 4—8 мм.

В магнетит-апатитовых рудах пегматонидного характера апатит представлен крупными длиннопризматическими кристаллами (размером до 3—5 см) радиально-лучистого строения. Цвет этой агрегатной формы апатита желтоватый, медово-желтый, желтовато-серый. Набор и количественное соотношение минералов, ассоциирующих с апатитом, изменчивы в различных типах железных руд и пород. Он больше всего тесно ассоциирует с магнетитом и, как правило, всегда идиоморфен по отношению к магнетиту; последний занимает межзерновые пространства апатита, выступая в роли цементирующего материала, иногда образуя сидеронитоподобные структуры (рис. 63).

В апатитоносных прожилковых и брекчиевидных типах железных руд Абовянского месторождения апатит ассоциирует с ак-



Рис. 63. Кристаллы апатита, сцементированные магнетитом. Прозр. шиф., увел. 120. Камакарское месторождение. По Г. Б. Межлумяну.

тинолитом, скаполитом, кальцитом, пиритом, пироксеном, роговой обманкой, биотитом, кварцем, элестадитом и франколитом. Последний минерал является продуктом метасоматического изменения апатита.

Удельный вес апатита колеблется от 3,21 до 3,34. Твердость колеблется от 5,2 до 5,4 по Моосу, хорошо согласуется с микротвердостью, измеренной на приборе ПМТ-3, при нагрузке 0,05 кг 558—675 кгс/мм². Блеск стеклянный, излом жирный. Хрупок. Спайность несовершенная.

Показатели преломления изученного апатита колеблются: $n_g = 1,635—1,658$; $n_p = 1,630—1,656$; $n_g - n_p = 0,002—0,006$; оптически отрицательный, двуосный.

По результатам имеющихся химических анализов апатит Абовянского месторождения относится к смешанному типу—фтор-хлор-apatиту, причем фтор преобладает над хлором (табл. 99, 100).

Таблица 99

Результаты химического анализа* апатитов Абовянского месторождения (в %)

№№ проб.	501/76	708 ^б /68	№№ проб	501/76	708 ^б /68
Компоненты			Компоненты		
P ₂ O ₅	42,21	45,30	K ₂ O	не обн.	не обн.
SiO ₂	1,60	1,06	H ₂ O ⁻	не обн.	не обн.
Al ₂ O ₃	не обн.	не обн.	H ₂ O ⁺	0,20	0,28
Fe ₂ O ₃	0,03	0,05	F	2,50	2,30
CaO	52,65	50,20	Cl	1,16	1,30
SrO	—	—	CO ₂	не обн.	сл.
BaO	—	—	SO ₃	не обн.	не обн.
MgO	не обн.	не обн.	Σр. з.	0,58	0,65
MnO	0,20	0,22	Сумма	100,63	99,82
Na ₂ O	0,50	0,40			

Наименование проб: № 501/76—apatит из магнетит-apatитовой руды; № 708/68—apatит из апатитовой линзы.

* Анализы выполнены в химической лаборатории ИГН АН АрмССР, аналитик О. А. Бозоян.

Апатит собственно магматической титаномагнетитовой формации развит в амфиболитизированных пироксенитах, амфиболитах и габбро-амфиболитах Камакарского железорудного месторождения; ассоциирует с магнетитом и титаномагнетитом.

В отмеченных породах апатит распределен неравномерно: его содержание колеблется в пределах от 0,5% до 5—7%, реже 10%.

Содержание P_2O_5 в апатитоносных породах варьирует в пределах от 1,2 до 3,8%.

Апатит макроскопически представлен идиоморфными кристаллами призматического габитуса и продолговатыми неправильными по форме зернистыми скоплениями в виде вкрапленников и пятен. Для апатита Камакарского месторождения характерны коротко-призматические и короткостолбчатые кристаллы, размером 0,04—2,5 мм с пирамидальными окончаниями обеих сторон с хорошо развитыми гранями гексагональной призмы.

Цвет апатита серый, светло-серый, иногда желтовато-серый, блеск стеклянный на плоскости грани призмы, а на свежих изломах—жирный. Твердость 4,8, хрупкий, излом раковистый, спайность не обнаруживается.

Под микроскопом, в проходящем свете, апатит бесцветный, отличается высоким рельефом и шагреновой поверхностью. Угасание прямое. Поперечные разрезы имеют шестигольную форму. Показатели преломления, определенные иммерсионным методом, следующие: $N_o=1,634$; $N_e=1,631$; двупреломление—0,003.

Таблица 100

Пределы колебаний и средние содержания* некоторых главных компонентов фтор-хлор-apatитов из различных типов руд и пород Абовянского железорудного месторождения (по данным химических анализов**).

№ п/п	Содержание компонентов в %						К-во проб
	F		Cl		P_2O_5	CaO	
	от—до	среднее	от—до	среднее	среднее	среднее	
1	—	—	1,67	1,67	40,47	52,70	1
2	0,50—1,20	0,85	1,75—1,77	1,76	40,98	50,82	2
3	0,36—2,16	0,95	1,42—3,00	2,54	39,69	51,29	7
4	0,72—1,24	0,98	2,20—2,70	2,45	40,31	50,97	2
5	1,04—1,62	1,25	1,24—2,30	1,72	39,38	53,74	4
6	1,80	1,80	1,25	1,25	40,63	51,99	1
	—	0,97	—	1,89	40,24	51,91	17

Наименование и характеристика проб: 1—apatит из брекчированных андезитов-дацитов; 2—apatиты из массивной руды; 3—apatиты из жильной магнетит-apatитовой руды; 4—apatиты из туфобрекчий; 5—apatиты из жильной магнетит-apatитовой руды; 6—apatиты из метасоматически измененных андезитов-дацитов.

* Таблица средних содержаний приведенных компонентов составлена по данным полных химических анализов (Л. Б. Саруханян, 1971).

** Анализы выполнены в химической лаборатории ИГН АН АрмССР, аналитиками М. М. Языджян и В. А. Бабаан.

Химический анализ апатита из Камакарского месторождения приводится в табл. 101. По химическому составу (содержанию и соотношению фтора и хлора) и физическим свойствам апатит Камакарского месторождения относится к смешанному—фтор-хлор-apatиту, и характеризуется преобладанием содержания фтора над хлором примерно в два раза. Апатит был изучен также рентгеноструктурным анализом (лаборатория ИГН АН АрмССР, аналитик Э. Х. Хуршудян), результаты которого подтверждают его принадлежность к указанной разновидности апатита. Отличительной особенностью рассматриваемого апатита является также высокое содержание суммы редкоземельных элементов.

Таблица 101

Химические анализы* апатитов из железорудных месторождений АрмССР

№ № обр. Окислы	А—10/64		122 ^a /64	
	вес %	молек кол. ($\times 10000$)	вес. %	молек. кол. ($\times 10^{-00}$)
P ₂ O ₅	38,24	2694	39,28	2767
SiO ₂	2,50	416	0,55	92
TiO ₂	не обн.	—	0,16	20
Al ₂ O ₃	0,20	20	не обн.	—
Fe ₂ O ₃	1,10	69	0,65	407
FeO	0,71	99	не обн.	—
CaO	52,15	9299	51,49	9181
MgO	сл.	—	1,67	414
MnO	0,10	14	сл.	—
Na ₂ O	0,07	11	0,07	11
K ₂ O	0,07	7	0,12	13
H ₂ O ⁻	0,40	222	не обн.	—
F	0,70	368	2,16	1137
Cl	1,14	322	1,10	310
CO ₂	0,76	173	—	—
S	0,17	53	—	—
Σр. з.	1,21	—	2,96	—
Сумма	99,52	13767	100,04	14352
—O=F ₂	0,29	368	0,91	1137
—O=Cl ₂	0,32	322	0,32	310
Сумма	98,91	13077	98,81	12905

* Анализы произведены в химической лаборатории ИГН АН АрмССР, аналитики М. М. Языджян (проба № А—10/64) и В. А. Бабаян (проба № 122а/64).

Апатит контактово-метасоматической (скарновой) железорудной формации широко развит в магнетит-гранат-пироксеновых и магнетит-гранат-эпидот-пироксеновых скарнах

которые генетически связаны с умеренно-кислыми гранитоидными интрузивными массивами верхнего эоцена Памбакского и Базумского рудных районов АрмССР.

В отношении апатитоносности интерес представляют скарновые железные руды Ахавнадзорского и Базумского железорудных месторождений, расположенных соответственно в отмеченных рудных районах республики.

Магнетит-apatитовое скарновое оруденение пространственно приурочено к скарновой полосе гранат-эпидот- и гранат-пироксенового состава, развитой вдоль контактовой и приконтактовой зоны Ахавнадзорского и Каджерийского гипабиссальных интрузивов.

Магнетит-apatитовые руды среди скарнов образуют прожилки, линзы, жилы и шилы размером от нескольких сантиметров до 40—50 см. Эти руды развиты в северной части месторождения.

Апатит является одним из характерных рудослагающих нерудных минералов скарновых магнетит-apatитовых руд Ахавнадзорского месторождения; он широко развит в богатых массивных рудах и в подчиненном количестве присутствует в прожилковом типе магнетит-apatитовых руд. В рудах апатит распределен весьма неравномерно, его количество варьирует в значительных пределах. В магнетит-apatитовых рудах содержание апатита составляет 1—2 до 10—13%, иногда—18% от общего объема руды. Содержание апатита в массивных рудах в среднем составляет 3,5%.

Апатит макроскопически представлен как идиоморфными кристаллами, так и зернистыми скоплениями в виде жил, прожилков, цепочек, гнезд, шлиров и других форм выделений.

Кристаллы апатита обычно короткопризматические и короткостолбчатые, размером 0,8—3,0 мм, иногда до 5—6 мм в поперечных сечениях. В массивных и прожилковых магнетит-apatитовых рудах апатит образует также хорошо ограненные шестигранные короткие призмы размером 1—3 мм в длину и 0,6—0,8 мм в поперечнике.

Для изученного апатита наиболее характерным являются призмы с хорошо развитыми боковыми гранями (1010).

Цвет апатита серый, мутновато-серый, зеленовато-серый. Излом раковистый, блеск стеклянный на плоскости грани, а на свежих изломах—жирный. Твердость—5, хрупкий, спайность не проявляется. Под микроскопом в проходящем свете апатит почти бесцветен, отличается характерным для него высоким рельефом и шагреневой поверхностью. В скрещенных николях анизотропен, окраска меняется от серого до темно-серого, почти черного. Угасание прямое. Поперечные разрезы отличаются характерной шестигульной формой. Минерал оптически одноосный, отрицательный. Показатели преломления, определяемые иммерсионной жидкостью, равны: $N_o=1,635$, $N_e=1,630$, двупреломление 0,005.

При сравнении результатов химических анализов апатитов различных железорудных месторождений АрмССР наблюдается высокое содержание редкоземельных элементов (2,69%) в апатитах Камакарского месторождения, низкое—в апатитах Абовянского месторождения (0,61%, среднее из двух проб). Промежуточное положение занимают апатиты Ахавнадзорского месторождения.

Бирюза— $\text{CuAl}_6[\text{PO}_4]_4[\text{OH}]_8 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Химический состав: CuO —9,57%, Al_2O_3 —36,84%, P_2O_5 —34,12%, H_2O —19,47%.

Сингония триклинная, мелкие кристаллики встречаются редко, обычно образует скрытокристаллические массы почковидной формы, корки, прожилки. Рентгеноструктурный анализ (табл. 102) подтверждает принадлежность к бирюзе, а в табл. 103 приводятся результаты спектрального анализа бирюзы.

Цвет небесно-голубой, яблочно-зеленый, зеленовато-серый. Блеск восковый. Оптически положительный, $n_g = 1,5$, $n_m = 1,62$, $n_p = 1,62$; $Ng - Np = 0,04$.

Твердость 5—6, хрупкая, уд. вес 2,60—2,83.

Дает реакцию на медь и на фосфор.

Таблица 102

Межплоскостные расстояния бирюзы

l	$\frac{dz}{n}$	l	$\frac{dz}{n}$
3	9,01	2	2,19
4	6,70	4	2,126
5	6,16	4	2,069
4	4,78	5	2,010
10	3,67	5	1,993
6	3,43	3	1,900
5	3,27	3	1,846
3	3,07	2	1,782
4	2,52	2	1,725
3	3,49	3	1,670
3	2,31	3	1,634
4	2,28	4	1,384
4	2,24	4	1,372

Анализ выполнен в лаборатории ИГН АН АрмССР Хуршудян Э. Х. Проба снята на дифрактограмме ДРОН-2, на $\text{CoK}\alpha$ -излучении.

В Армянской ССР интересное месторождение бирюзы обнаружено в районе с. Техут Туманянского района, где бирюза часто с лимонитом заполняет трещинки в выветрелых гранодиоритах—кварцевых диоритах Кохбского интрузивного массива. Общая форма оруденелого участка—штокверк с мощностью прожилков бирюзы в пределах 1—5 мм, редко больше.

Разности бирюзы небесно-голубого цвета служат здесь предметом разработки карьером.

Месторождение образовалось при воздействии меденосных поверхностных растворов на горные породы, содержащие полевые шпаты (источник Al_2O_3) и апатит (источник P). Среди других месторождений бирюзы известны Кара-Тюбе и Нура-Тау в Узб. ССР, Нишапур в Иране, Вади-Магара в Египте и др.

Таблица 103

Результаты спектрального анализа бирюзы

Si	>10(~16,0)	Mo	0,0014	Cd	—	Ba	0,016
Al	>10(~20,0)	W	—	Te	—	Li	—
Mg	0,1	Zr	0,0033	Tl	—	P	>10(18,0)
Ca	0,39	Hf	—	Sn	0,00021	Au	—
Fe	1,0	Nb	(0,00027)	Ge	0,00022	Pt	—
Na	0,16	Ta	—	Ga	0,00025	Be	0,0006
Mn	—	Cu	5,6	In	0,00032	Sc	0,0033
Ni	0,0008	Pb	0,0013	Hg	—	B	0,0005
Ni	0,00014	Ag	0,00025	Y	0,00026	F(CaF)	—
Ti	—	Sb	0,004	Yb	(8,5 · 10 ⁻⁵)	Th	—
V	0,0016	Bi	0,001	La	—	U	—
Cr	0,024	As	0,028	Ce	—		
		Zn	0,013	Sr	0,028		

Монацит— $Ca[PO_4]$. Теоретический химический состав: ΣTR_2O_3 —50,68%, Y_2O_3 —5%, P_2O_5 —22—31%, Th—3—10%.

Монацит среди редкоземельных минералов Армении наравне с ортитом является наиболее распространенным минералом. Образуется уплощенные, нередко таблитчатые по (100), иногда призматические кристаллы с хорошо развитыми гранями (110), (010), и (101). Характерны двойники по (100) (рис. 64, 65). Спайность по (001) и (100).

Цвет ярко-желтый, зеленоватый, реже-бесцветный. Под микроскопом—бесцветный. Плеохроирует от бесцветного по Np до желтого по Ng.

Показатели преломления варьируют: $N_g=1,78$ —1,85, $N_p=1,76$ —1,78. Оптически положителен, $+2v=12$ —16°.

Изученные разности монацитов, как правило, покрыты серо-желтыми корочками и налетами.

Химический состав монацита из пегматитов щелочных сиенитов приведен в таблицах 105, 106, 107. Обращает внимание существенно цериевый состав редкоземельных элементов (рис. 66), на долю которых приходится 85% от ΣTR_2O_3 . Кроме того, для монацитов характерны изоморфные примеси: Sr, Sc, Be, Pb, Mn, Mo.



Рис. 64. Призматический кристалл монацита из гранит-порфиров (Мюльк-Джиндара). Увел. 32. Прозр. шлиф. По Б. М. Меликсетяну.

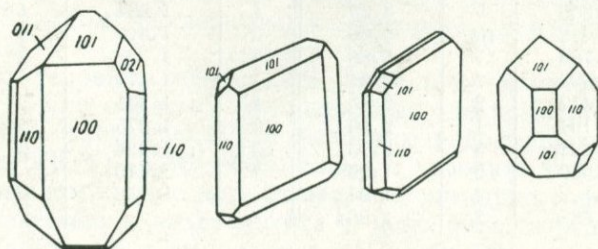


Рис. 65. Формы кристаллов монацита: 1. Памбак. 2. Шванидзор. 3. Мюльк. 4. Амзачиман. По Б. М. Меликсетяну.

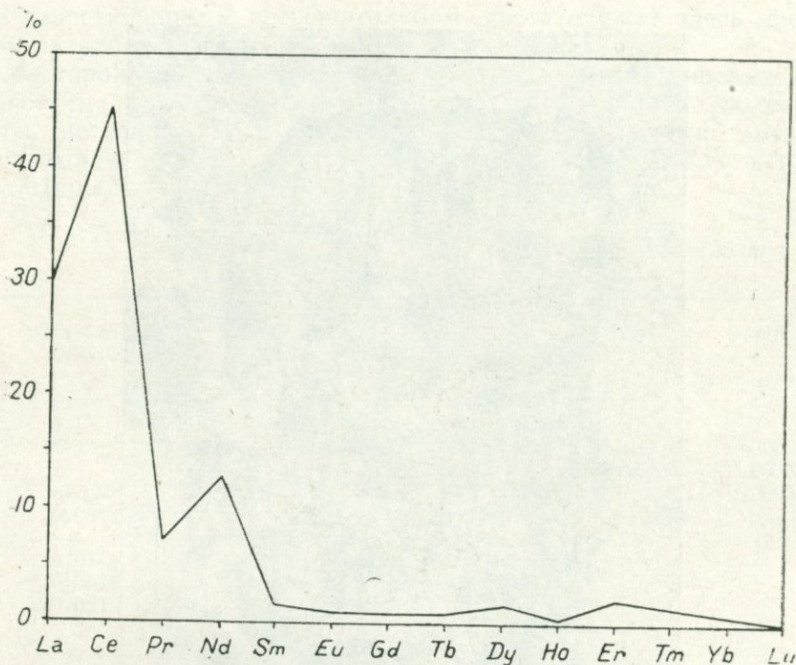


Рис. 66. Характер распределения РЗЭ в монацитах. По Б. М. Меликсетяну.

Таблица 104

Межплоскостные расстояния монацитов

Тежсар		Мегри		Тежсар		Мегри	
l	d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n
3	3,453	2	3,52	6	1,740	4	1,755
8	3,209	5	3,29	4	1,664	4	1,670
10	3,018	10	3,08	3	1,610	5	1,623
7	2,780	7	2,88	3	1,528	2	1,545
3	2,592	2	2,61	1	1,471	—	—
2	2,417	2	2,45	4	1,331	3	1,325
3	2,161	1	2,20	3	1,275	5	1,289
2	2,122	5	2,13	3 ш	1,236	3	1,223
6	1,949	6	1,96	1	1,110	—	—
—	—	4	1,94				
6	1,838	2	1,864				

Анализ выполнен в лаборатории ИГН АН Армянской ССР Хуршудян Э. Х.
Условия съемки: $\text{Cu}\alpha$, Ni-фильтр, $D=57,3$, $d=0,5$ мм. Экспозиция 12 часов.

Таблица 105

Редкоземельный состав монацитов по данным спектральных анализов (в %)

Монациты	Mn	Pb	Sc	Y	La	Ce	Yb	Be.	Th	U	Sr
Тежсар	0,03	—	0,003	0,1	>5	>5	0,03	0,003	1—3	0,1	0,01
Мегри	0,1	0,003	0,003	0,3—1	>10	>5	0,01	0,003	3—10	0,3	0,003

Лаборатория ИГН АН АрмССР, аналитик Мартиросян М. Я.

Таблица 106

Химический состав (в %) монацита из пегматита (Мегри)
(аналитик И. С. Разина ИМГРЭ)

$\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$	Y_2O_3	ThO_2	UO_2	P_2O_5	SiO_2	Σ
62,3	2,5	5,6	0,62	26,28	3,2	100,2

Таблица 107

Содержание лантаноидов в монаците от $\text{TR}_2\text{O}_3 = 100\%$

La	Ce	Nd	Pr	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu
30,0	44,5	6,8	12,0	1,1	0,2	0,2	—	0,4	—	2,1	1,9	0,2	—
28,5	44,5	5,9	18,0	3,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Расшифровка TR по данным Р. Л. Баринского и Ю. А. Балашова.

Монацит встречается как в гранитных пегматитах и порфиризовидных гранитоидах, так и в богатых алюминием нефелиновых сиенитах Мегринского плутона и Тежсарского щелочного комплекса. Монацит в кислых породах и пегматитах ассоциирует с ураноторитом, давидитом, апатитом, флюоритом, а в щелочных породах—с бритолином, веллеритом, бадделентом, циртолитом и пироксеном.

Касаясь условий образования монацита, следует отметить, что редкие земли образуют две взаимные трехкомпонентные системы— $\text{TR}(\text{Y})\text{—CaO—P}_2\text{O}_5(\text{F})$ в условиях недосыщенности кремнекислоты и $\text{TR}(\text{Y})\text{—CaO—P}_2\text{O}_5(\text{SiO}_2)$ в условиях избытка кремнезема. В первом случае весь фосфорный ангидрид и фтор связываются с известью в виде апатита и флюорита, а редкие земли частью маскируются в них, частью (избыток TR) рассеиваются в сфене или образуют ортит. В случае же недостатка извести ос-

новая масса редких земель концентрируется в монаците и бритолите. Таким образом, возникают два устойчивых парагенезиса, характерных для различных условий щелочности: I—апатит-ортит-сфен-флюорит; II—апатит-меланит-бритолит-монацит. Этим собственно объясняется определенный антагонизм ортита и монацита в парагенезисах.

Ксенотим— $Y[PO_4]$. Химический состав варьирует; Y_2O_3 —45—60%, P_2O_5 —28—35%, SiO_2 —2—4%, Th—3—5% U—5—10%. Кристаллы ксенотима имеют тетрагонально-бипирамидальный габитус. Основные формы (110), (011), реже наблюдается развитие узкого пояса тетрагональной призмы (100). Иногда наблюдались грани (211), (111). Очень часто пирамидальные грани искажены или развиты неправильно. Как правило, характерны срастания с кристаллами циртолита. Размеры кристаллов 0,3—0,5, реже 1—2 мм. Цвет серовато-желтый, буро-коричневый. Полупрозрачный. Часто на гранях ксенотима образуются корочки вторичного минерала черцита ($Y[PO_4] \cdot 2H_2O$).

Показатели преломления ниже, чем у циркона: $N'_g = 1,820$, $N'_p = 1,720$. Двупреломление высокое— $N_g - N_p = 0,100$.

Межплоскостные расстояния приведены в табл. 108. Рассчитанные параметры элементарной ячейки: $a_0 = 6,84 \text{ \AA}$, $c_0 = 6,12 \text{ \AA}$.

По данным приближенно-количественных анализов установлены: Zr (1—3%), Y (3—5%), Yb (0,3—1,0%), La, Ce (0,1—0,3%), Er (0,3%), Nb (0,01%), Ti (0,3%), Fe (1%), Be (0,001%), Sc (0,03%), Th (7,0%), U (4,0%) (рис. 67).

Таблица 108

Межплоскостные расстояния ксенотима

l	$d\alpha/n$	l	$d\alpha/n$	l	$d\alpha/n$	l	$d\alpha/n$
3	4,4	6	2,136	5	1,540	4	1,146
5	3,81	2ш	1,934	4	1,436	4	1,108
3	2,73	5	1,820	3	1,378	5	1,090
6	2,55	9ш	1,774	4	1,348	7	1,076
4	2,416	5	1,710	5	1,280	7	0,984
2	2,367	2	1,608	8	1,232	7	0,955

Лаборатория ИГН АН АрмССР, аналитик Хуршудян Э. Х. Условия съемки: Сиа, эксп. 15 ч.

Кроме типичных ксенотимов встречается и цералит с высоким содержанием Si > 3,0%, Pb 0,03—0,1%, Ca 0,7—1,0%, U 3—10%. Ксенотим ассоциирует в пегматитах и гранитах с циртолито,

альбитом, мусковитом, ураноторитом, флюоритом, монацитом и тантало-ниобатами. Встречается также в пегматитах, особенно связанных с молодыми порфировидными гранитами (Вохчи, Маргаовит, Агверан), реже—в пределах массивов щелочных сиенитов.

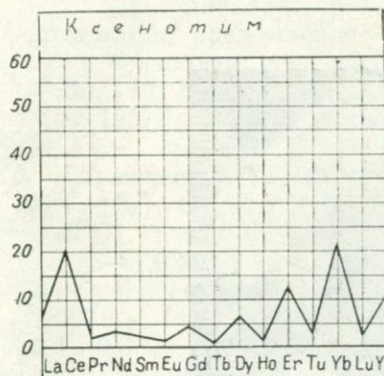


Рис. 67. График распределения РЗЭ в ксенотиме. По Б. М. Меликсетяну.

Бритолит—(Ce, La, Nd, Ca)₅[Si, P]O₄[F, O].

Химический состав: $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ —52—62%, CaO—14%, SiO₂—15—22%, P₂O₅—1—7,0%, Th—1—20%, Y₂O₃—3—19%.

Бритолит образует удлинённо-призматические кристаллы (рис. 68) с хорошо развитыми гранями гексагональной призмы (1010) и бипирамиды (1012) и (1011). Габитус кристаллов короткостолбчатый, бипирамидальный, размером 0,3—2 мм. Цвет варьирует от бледно-желтого и серого до желто-оранжевого. В тонких осколках просвечивает желтым цветом с плеохронизмом от бесцветного до коричневого. Часто анизотропен, одноосен, оптически отрицателен; $N_e=1,748$ —1,742 с низким двупреломлением— $N_e-N_o=0,009$. Иногда изотропизирован: $N=1,75$ —1,78.

Таблица 109

Межплоскостные расстояния бритолита

l	d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n
2	3,34	2	2,315	5	1,892	5	1,485
3	3,26	2	2,112	4	1,800	2	1,263
4	3,16	1	2,080	5	1,771	3	1,139
10	2,895	6	1,994	3	1,565		
2	2,806	6	1,941	2	1,541		

Лаборатория ИГН АН АрмССР, аналитик Хуршудян Э. Х. Условия съемки: Fea, D=57,3; d=0,5. Эксп. 16 ч. Образец прокален 3 ч., при $t=900^\circ$.

Рентгенометрический анализ минерала (табл. 109) показал идентичность с бритолином Е. И. Семенова (1963). Параметры элементарной ячейки: $a_0=9,65 \text{ \AA}$, $c_0=7,084 \text{ \AA}$.

Бритолин находится в парагенетической ассоциации с меланитом, браннеритом, веллеритом, торитом и другими редкоземельными минералами.

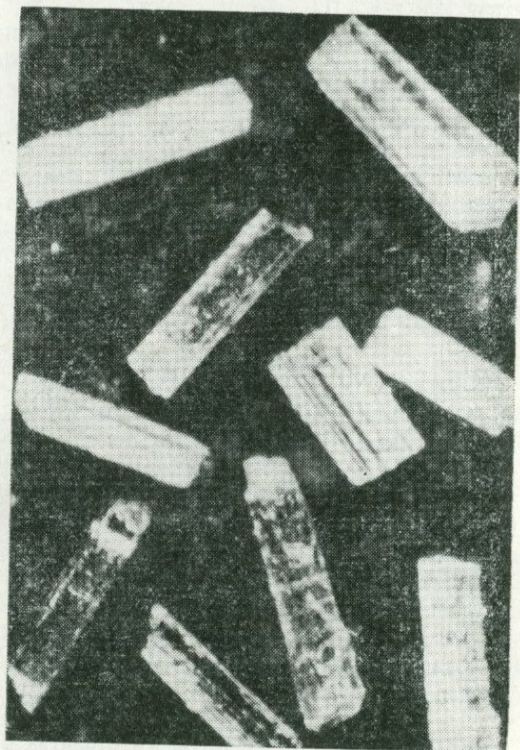


Рис. 68. Гексагонально-призматические кристаллы бритолита из нефелиновых пегматитов. Увел. 20. По Б. М. Меликсетяну.

Проведенные приближенно-количественные спектральные анализы бритолитов показали заметные колебания в химическом составе, особенно $\text{Ce} > 10\%$, $\text{La} - 3-5\%$, $\text{Y} - 0,3-1,0\%$, $\text{Th} > 3,0\%$, $\text{U} - 0,3-1,0\%$, $\text{Nb} - 0,03\%$, $\text{Zr} - 0,1\%$, $\text{Yb} - 0,03\%$, $\text{Sr} - 0,5\%$. Установлен в альбитизированных мусковитизированных нефелиновых сиенитах и пегматитах Тежсарского и Мегринского щелочного комплексов.

Иттроалюомбритолит является другой разновидностью бритолита, содержащей заметное количество алюминия, иттрия и циркония, причем, вероятно, совместно с редкими землями иттриевой группы находятся в семерной координации. Ранее минерал описан как беккелит (Меликсетян, 1972).

Характерна ярко-оранжевая окраска столбчатых кристаллов. Показатели преломления изученного алюмосиликофосфата ниже, чем у бритолита, и не превышает $N=1,71-1,725$. Рентгенограмма (табл. 110) близка к таковой беккелита (М. А. Кудрин, В. С. Кудрина, 1961) с параметрами элементарной ячейки: $a_0=9,62 \text{ \AA}$, $c_0=7,08 \text{ \AA}$.

Химический состав, по данным спектрального анализа: Al (0,3—1%), Ca (1—3%), Fe (0,3%), Zr (0,3%), Nb (0,3%), Ta (0,01%), Y (0,3—1%), La, Ce (>5%), Yb (0,1%), Th (~3,0%), U (0,3—1,0%), в незначительном количестве встречаются преимущественно сорбированные примеси: Ti (0,3%), Mn (0,003%), Cu (0,003%), Pb (0,03%), Bi (0,01%), Zn (0,01%), Sn (0,003%), Na (0,1—0,3%), P (0,1—0,3%).

Встречается совместно с бритолитом в обогащенных глиноземом нефелиновых сиенитах и пегматитах (Тежсар).

Таблица 110

Межплоскостные расстояния алюомбритолита

l	d, n	l	d, n	l	d, n	l	d/n
5	3,508	6	2,205	4	1,867	5	1,214
9	3,120	3	2,040	3	1,812	4	1,109
10	2,813	4	1,960	8	1,644		
3	2,720	6	1,905	5	1,260		

Лаборатория ИГН АН АрмССР, аналитик Хуршудян Э. Х. Условия съемки: Fe α , D=57,3 d=0,45. Эксп. 24 ч. Образец прокален $t=900^\circ$ 3 часа.

Рабдофанит—(TR, Fe, Ca) [PO₄] · H₂O. Как правило, встречается в виде сферолитовых агрегатов и землистых продуктов за счет изменения монацита, ортита, циртолита, церита и других редкоземельных минералов. Сингония моноклинная. Спайность по (001) и (100). Цвет желтовато-серый, желтовато-оранжевый, непрозрачный. Блеск жирный. Показатели преломления $N_g=1,724$, $N_p=1,671\pm 0,003$. Двупреломление высокое. Часто изотропизирован. Размер кристаллов 0,4—2 мм. Рабдофанит был подвергнут рентгенометрическому анализу (табл. 111), полученные межплос-

костные расстояния близки к эталону. По данным рентгено-спектрального анализа (Ю. А. Балашов), состав TR в рабдофаните Тежсарского комплекса (от 100%): La—27,0, Ce—41, Pr—5,4, Nd—15, Gd—1,8, Dy—1,0, Yb—0,4, Y—5 (в %) (рис. 69).

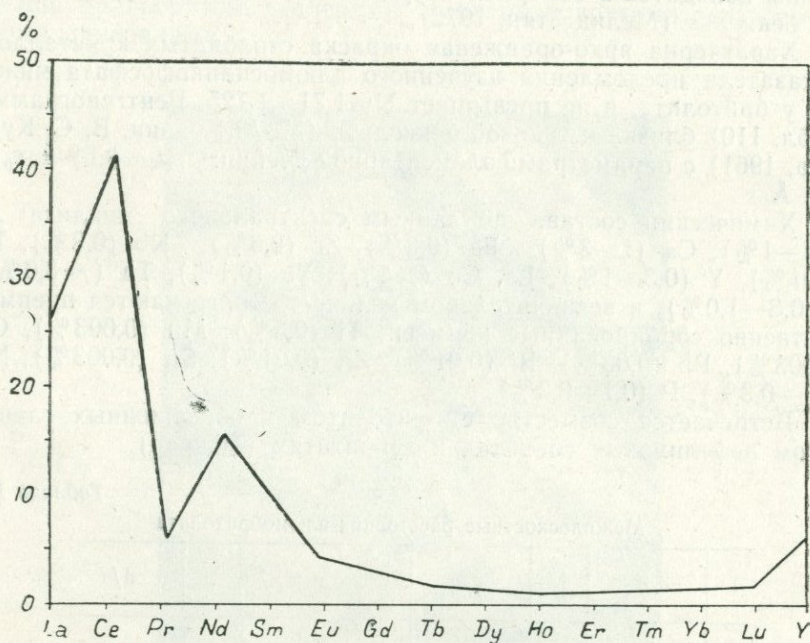


Рис. 69. Распределение РЗЭ в рабдофаните. По Б. М. Меликсетяну.

Спектральным анализом в рабдофаните обнаружены: $\text{Ce} \gg 5\%$, $\text{La} > 3\%$, $\text{Pr} \sim 3\text{--}5\%$, $\text{Ca} \sim 1\%$, $\text{Si} \gg 1\%$, $\text{Fe} \sim 0,3\text{--}1\%$. Реже встречаются Mo (0,0001%), Pb (0,001%), Be (0,03%), $\text{Th} \gg 1\%$, $\text{U} \sim 0,3\%$.

Таблица 111

Межплоскостные расстояния, рабдофанита

l	d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n
3	3,50	5	2,41	7	1,739	3	1,360
5	3,29	8	2,87	5	1,685	6	1,324
10	3,07	8	2,128	3	1,598	7	1,275
10	2,865	6	1,957	6	1,530	7	1,288
3	2,600	6	1,861	5	1,473		

Условия съемки: Feα, эксп. 7 ч. (по Мкртчяну А. А.).

Рабдофанит очень широко распространен в пегматитах как гранитного, так и сиенитового состава, подвергшихся гидротермальному изменению, где он ассоциирует с циртолитом, бритоли-том, клевеландитовым альбитом и мелкочешуйчатым мусковитом. Кроме того, рабдофанит установлен в флюорит-биотит-карбонато-вых гидротермалитах (Г. Е. Кочинян, 1975) Тежсарского щелоч-ного комплекса, а также в составе акцессорной фракции щелочных сиенитов Мегринского и Памбакского плутонов.

Скородит— $\text{Fe}(\text{AsO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Ромбическая сингония. Образует плотные землистые массы и зернистые агрегаты. Твердость 3,5, уд. вес 3,3. Хрупок. Излом неровный. Спайность несовершенная по (100), (001) и (201). В алюмоскородитах содержится до 7,1% Al_2O_3 .

Скородит установлен на Зодском, Тейском, Гегарчинском месторождениях (Амирян Ш. О., 1974), где он развивается по арсенопириту, образуя плотные агрегаты зеленовато-белого, яблочно-зеленого, голубовато-зеленого цветов. Образует петельчатую микротекстуру замещения по арсенопириту. За счет скородита раз-виваются лимониты.

На Зодском месторождении присутствует алюминиевая раз-новидность скородита—мансфелдит, в рентгенограмме которого установлены следующие сильные линии: (10)3,118; (10)2,521; (9)4,27; (8)2,975; (6)2,449; (6)5,42; (5)1,504.

Эритрин— $\text{Co}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Моноклинная сингония. образу-ет призматические мелкие кристаллы игольчатого или тонкопла-стинчатого облика. Обычно представлен в виде землистых масс. Твердость 1,5—2,5 до 1 для землистых масс. Уд. вес 2,95. Спай-ность по (010) весьма совершенная. Черта бледно-красная. Блеск кристаллов стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый.

В Армянской ССР эритрин установлен на Зодском золоторуд-ном месторождении Т. А. Твалчредидзе. Встречается в виде налет-ов, землистых масс и корок. Развивается по арсенидам и суль-фидам кобальта. Характеризуется розовым, красноватым цветом. Обычно ассоциирует с аннабергитом и первичными сульфидами и арсенидами никеля и кобальта.

Спектральным анализом в эритрине определены более 10% Co и As, целые проценты Ni, десятые доли процента Fe, Mg, Ca и Mn. Имеет гипергенное происхождение, встречается в зоне окис-ления сульфидных руд.

Аннабергит— $\text{Ni}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Моноклинная сингония. Обра-зует призматические, волосистого облика кристаллы. Обычно наб-людается в виде землистых масс. Твердость 2,5—3, уд. вес 3,0. Хрупок. Спайность по (010) совершенная.

Аннабергит установлен в рудах Зодского золоторудного мес-торождения (Ш. О. Амирян, 1974) в ассоциации эритрина и гипо-

генных арсенидов и сульфидов никеля и кобальта. Характеризуется зеленым, яблочно-зеленым цветом. Образует корки, налеты, землистые массы, которые развиваются по сульфидам и арсенидам Ni. Происхождение гипергенное. В минерале спектральным анализом определены Ni, As (основа), Co, Fe, Mg, Ca. Часто аннабергит развивается по никелину, хлоантиту, миллериту, линнеит-пидимиту.

В рентгенограмме аннабергита установлены следующие сильные линии: (10)2,848; (9)2,970; (6)3,307; (6)3,146; (3)2,692; (3)2,425; (3)2,280; (4)2,179 (Ш. О. Амирян, 1971).

РАЗДЕЛ X.

КАРБОНАТЫ

Малахит— $\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$. Химический состав: Cu—71,9%, CO_2 —19,9%, H_2O —8,2%. Примеси: CaO, Fe_2O_3 , SiO_2 и др. Сингония моноклинная. Цвет зеленый. Блеск стеклянный до алмазного, у волокнистых разностей шелковистый. Показатели преломления: $n_g=1,909$, $n_m=1,879$ и $n_p=1,655$. Твердость 3,5—4. Хрупок.

В отраженном свете цвет серый. Отражательная способность низкая ($R=6\text{--}10\%$), примерно как у сидерита. Относительный рельеф выше кальцита, но ниже доломита. Анизотропный. Двухотражение заметно. Внутренние рефлексы характеризуются зеленым цветом. От HNO_3 , HCl, KOH, KCN травится с выявлением структуры.

Малахит является самым распространенным минералом зоны окисления всех медных месторождений. Почти всюду ассоциирует с самородной медью, азуриком, теноритом, купритом, лимонитом и хризоколлой. Обычная форма проявления карбоната меди—тонкие пленочки, корочки, примазки на стенках трещин отдельности. На месторождениях распространена также колломорфная разность малахита. Иногда характерны псевдоморфозы малахита по азурику. Этот поздний малахит обладает скрытокристаллическим строением.

Для каджаранского малахита, по данным химического анализа, характерно присутствие селена—0,0005% и теллура—0,0004%.

На медно-молибденовых месторождениях Каджаран, Агарак, Дастакерт, Джиндара и Анкаван образует землистые массы и налеты, а также заполняет пустоты в породе. Малахит часто образует натечные образования с колломорфным строением. Нередко отмечаются и игольчатые кристаллы, а также скопления с радиально-лучистым строением. Малахит образует совместные сростания с купритом, халькозином, борнитом, гетитом и азуриком. Мала-

хит обычно развивается по куприту, халькозину и борниту. Обращается выделениями гетита, лимонита и др. гидроокислов железа. Азурит же повсеместно нарастает на малахит, либо проникает вдоль плоскостей его колломорфных почек.

Химический состав малахита из Каджаранского месторождения представлен в табл. 112.

Таблица 112

Компоненты	CuO	CO ₂	H ₂ O	Сумма	Аналитик	Автор
Содержание в %	69,5	21,8	8,37	99,67	М Давтян	К. А. Карамян

Азурит— $\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$. Синоним: медная лазурь. Химический состав: CuO—69,2%, CO₂—25,6%, H₂O—5,2%.

Сингония моноклиная. Цвет темно-синий, в землистых массах—голубой. Блеск стеклянный. Оптические константы: Ng=1,838, Nm=1,785 и Np=1,730. Твердость 3,5—4.

В аншлифах цвет серый с розовым оттенком. Анизотропный, R=7—9%. Характерны синие внутренние рефлексy. Относительный рельеф ниже доломита, но выше кальцита. От HNO₃, HCl, FeCl₃ травится с выявлением структуры.

На всех медных месторождениях по сравнению с малахитом имеет значительно меньшее распространение. В отличие от малахита, преобладающей формой отложений азурита являются ясно-кристаллические агрегаты. Почти всегда встречается с малахитом. В зонах окисления сульфидных месторождений республики наблюдается следующая последовательность образования карбонатов меди: малахит—азурит.

На Зодском месторождении среди малахита и азурита нередко встречается тонкая вкрапленность самородного золота.

В каджаранском азурите, по данным химического анализа, установлены Se (0,0004%) и Te (0,0006%).

На медно-молибденовых месторождениях Каджаран, Агарак, Дастакерт, Джиндара, Анкаван азурит является распространенным минералом зоны окисления и развит в приповерхностных участках этих месторождений. Нередко отмечаются большие скопления. Образует сплошные налеты по стенкам трещин, заполняет пустоты с образованием жезд с друзами пластинчатых кристаллов (рис. 70). На стенках трещин нередко образует отдельные почки, внутри которых азурит имеет радиально-лучистое строение.

Совместные сростания азурита и малахита отмечаются редко. Обычно азурит нарастает на почки малахита.

Азурит нередко образуется совместно с лимонитом и гетитом. В этом случае обычно азурит является более поздним и заполняет трещины дегидратации в лимоните.



Рис. 70. Щетки кристаллов азурита. Увел. 9. Агаракское месторождение. По Е. А. Акопян.

Химический состав азурита Каджаранского месторождения представлен в табл. 113.

Таблица 113

Компоненты	CuO	CO ₂	H ₂ O	Сумма	Аналитик	Автор
Содержание в %	68,5	25,3	5,18	98,98	М. Давтян	К. А. Карамян

Паризит $\text{CaCe}_2[\text{Co}_3]_3\text{F}$; Бастнезит $\text{Ce}(\text{CO}_3)\text{F}$.

Учитывая их тесное совместное нахождение и исключительную близость физических свойств и структуры, ниже приводится их совместное описание. Эти минералы образуют тончайшие выделения в интерстициях обломков измененных трахитов, сцементированных фиолетовым флюоритом. Редко кристаллы бастнезита таблитчатые по (0001) и столбчатого габитуса с преобладанием грани (1121) для паризита.

Межплоскостные расстояния паризита и бастнезита

Паризит		Бастнезит		Паризит		Бастнезит	
l	d n	l	d n	l	d n	l	d n
5	3,54	9	3,55	6	1,528	5	1,560
9	2,82	10	2,875	3	1,403	4	1,430
10	2,036	9	2,054	6	1,338	5	1,371
8	1,869	9	2,000	10	1,285	9	1,298
5	1,766	10	1,878	1	1,103	2	1,106
8	1,651	6	1,670				

Условия съемки: $Cu\alpha$, $D=57,3$ (паризит по данным Г. Е. Кочиняна).

Цвет агрегатов фтор-карбонатов редких земель варьирует от желто-охристого до буро-коричневого. Показатели преломления высокие: $Ng=1,750-1,780$, $Np=1,700-1,680$. Двупреломление порядка $0,060-0,080$. Оптически одноосные, положительные.

В иммерсионных препаратах под микроскопом видно землесто-агрегатное строение с участками, не реагирующими на поляризованный свет.

Рентгенограммы паризита и бастнезита приведены в табл. 114.

Целый ряд спектральных анализов паризит-бастнезитовых выделений показывает: Ce , $La > 5-10\%$, Th $1-3\%$, U $0,3-1\%$, а также Ca 5% , Fe $3,0\%$, Mn $1-3\%$ и примеси Zr , K , Na , Ba , Sr , Mo , Be , особенно много Ca , F ($> 3,0\%$) (рис. 71). Среднее содержание в брекчированных флюорит-биотит-карбонатных породах (поздние карбонатиты) достигает $3-3,5\%$ TR_2O_3 .

Таблица 115

Состав редких земель в паризите (в % от $\Sigma TR_2O_3=100$)*

ΣTR_2O_3	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
53,5%	28,0	46,0	5,2	15,0	3,4	0,1	2,3

* По Г. Е. Кочиняну.

Паризит и бастнезит ассоциируют с флюоритом, родохрозитом, бритолитом, ильменорутилом, баритом, псиломеланом, рабдофанитом, монацитом. Рассматриваемые минералы широко развиты в Тежсарском комплексе (Лагерный, Тежагет) и образуют до-

вольно значительные скопления в гидротермалитах фтор-карбонатной формации и измененных пегматитах.

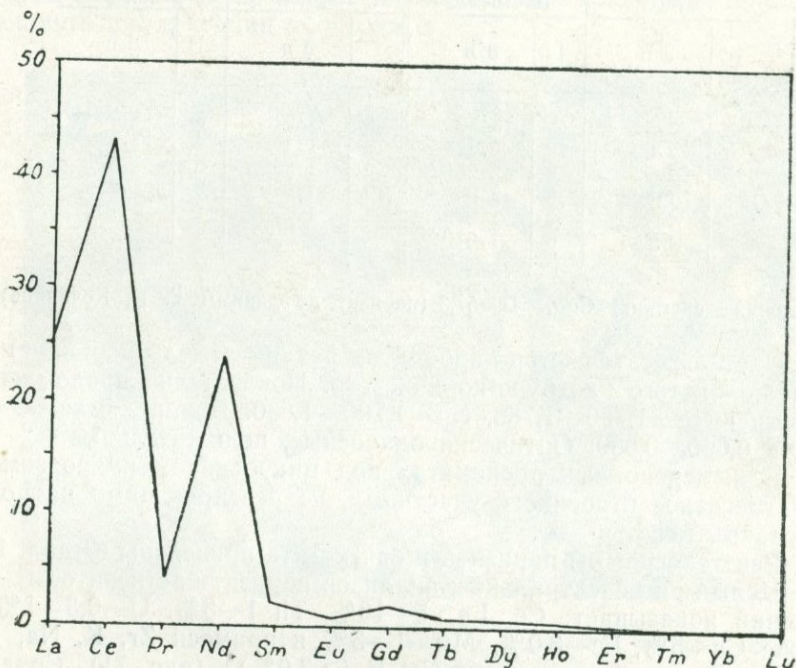


Рис. 71. Распределение РЗЭ в паразите. По Б. М. Меликсетяну.

Бастнезит описан также Р. Л. Мелконяном (1976) в лейкожратовых эндоконтактовых фациях тоналитов Кохбского массива. В отличие от гидротермалитов фтор-карбонатной формации (Тежсар) здесь бастнезит встречается в виде самостоятельных желто-кремовых призматических кристаллов ($N'_g = 1,816$, $N'_p = 1,715$) и достаточно надежно диагностирован как рентгенометрическим, так и спектральным анализом. В гранитоидах бастнезит вероятнее всего имеет вторичное происхождение за счет ассоциированного ортита.

Лантанит $(La, Ce)_2(CO)_3 \cdot 8H_2O$. Теоретический состав: Ce_2O_3 —25,67%, La_2O_3 —28,54%, CO_2 —21,89%, H_2O —23,90%.

В виде скрытокристаллических масс встречается в мусковитизированных пегматитах и флюорит-биотитовых зонах Тежсарского щелочного комплекса совместно с фторкарбонатами и силикатами редких земель.

Встречается, как правило, в виде скрытокристаллических охристых агрегатов, очень редко в виде кристаллов пластинчатого габитуса. Цвет белый, серый, красно-бурый. В проходящем свете отмечается, что бурый цвет обусловлен примесью гидроокислов железа.

Двуосный, отрицательный; показатели преломления $N_g = 1,620$, $N_p = 1,510$. Легко растворяется в HCl.

Межплоскостные расстояния, приведенные в табл. 116, указывают на близость к эталону (Е. Н. Семенов, 1963).

Таблица 116

Межплоскостные расстояния лантаниита

l	d/n	l	d/n
8 ш	9,0	3	2,425
2	4,10	1	1,968
2	4,00	2	1,709
3	3,26	2	1,501
2	3,15	1	1,409
2	2,67		

Лаборатория ИГН АН АрмССР, Хуршудян Э. Х. Условия съемки: Fe—антикатод, $D=57,3$, $d=0,45$ мм. Эксп. 25 ч. Образец не прокален.

Спектральным анализом установлены: $Ce \gg (3-5\%)$, $La (1-3\%)$, $Fe-1-3\%$, $Si-1-3\%$, также $Y (0,05-0,1\%)$, Sr , $Ba (0,05\%)$, $Li (0,003\%)$, Zr , Mn , Ti , V , Ca .

Лантаниит как вторичный минерал образуется за счет первичных редкометальных минералов и постоянно ассоциирует с паризитом, бастнезитом, церитом, реже ортитом и монацитом. Характерен для фтор-карбонатитов щелочного комплекса (Шванидзор, Тежсар).

Церуссит— $PbCO_3$. Теоретический состав: $PbO-83,5$ ($Pb-77,5$), $CO_2-16,5\%$.

Церуссит является редким минералом в месторождениях Армянской ССР. Установлен в весьма небольшом количестве на Каджаранском месторождении в единичных пунктах, где ассоциирует с полиметаллическими рудами. Церуссит здесь представлен землистым выделением белого цвета с сероватым оттенком.

Церуссит описан К. Х. Аракелянном на Газминском полиметаллическом месторождении, где представлен в виде корок и натечных образований. Развивается по галениту.

Церуссит установлен Ш. О. Амиряном на Зодском золоторуд-

ном месторождении, где представлен в виде петельчатых выделений, развивающихся по галениту.

Смитсонит— $ZnCO_3$. Теоретический состав: ZnO —64,8 (Zn —52%), CO_2 —35,2.

Смитсонит является редким минералом в месторождениях Армянской ССР. Он установлен в весьма небольшом количестве на Каджаранском месторождении в единичных пунктах. Здесь смитсонит образует землистые массы, характеризуется темно-серым цветом. Развивается главным образом по сфалериту, с которым образует постепенные переходы.

Смитсонит описан К. Х. Аракеляном на Газминском полиметаллическом месторождении, где он образует корки, колломорфные выделения и натеки. В массивных полиметаллических рудах развивается по трещинкам в сфалерите.

На Зодском золоторудном месторождении установлен Ш. О. Амиряном (1974). Здесь смитсонит образует петальчатые выделения, образующиеся также по сфалериту.

Магнезит— $MgCO_3$. Сингония тригональная.

Встречается в виде горошин размерами от 0,5 до 6 см в поперечнике (рис. 72), взаимно-пересекающихся прожилков длиной от 0,5 до 10 м и мощностью от 0,5 до 20 см, отдельных натечных масс неправильной формы небольших размеров с измерениями в

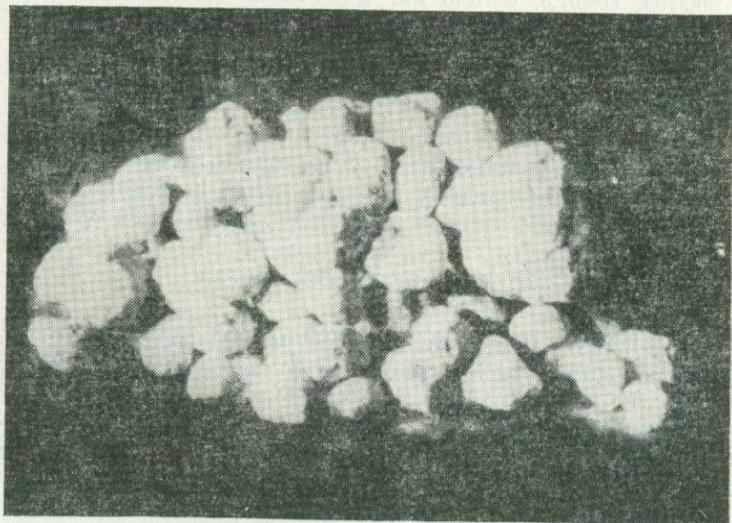


Рис. 72. Горошины магнезита, отобранные вручную. Даринское месторождение. 1/3 натур. величины. По С. Б. Абовяну.

3-х направлениях, не превышающими $30 \times 40 \times 60$ см, и скоплений порошкообразного магнезита вдоль плоскостей трещин—спайностей ультрамафитовых пород. Все указанные морфологические разновидности магнезита представляют собой продукт выветривания ультрамафитовых пород (Абовян, Арутюнян, 1957).

Рассматриваемые магнезиты представляют жирную на ощупь мелоподобную массу от серовато-белого до нежно-белого цвета. Блеск матовый. Излом ровный, иногда раковистый. Под микроскопом обнаруживается тонко- и скрытокристаллическая структура магнезита. Оптически отрицательный, $N_m = 1,703$, $N_p = 1,509$, $N_m - N_p = 0,194$. Твердость 4. Хрупок. Уд. вес 3,0.

Теоретический состав: $MgO - 47,6\%$, $CO_2 - 52,4\%$. В табл. 117 приведены химические анализы описанных магнезитов. Часть Fe, иногда Ca, могут изоморфно замещать Mg^{2+} ; часть CaO входит в состав магнезита в виде механической примеси соответственно опала, глинистого вещества и доломита, что подтверждается также данными микроскопических исследований (Абовян, 1961). Некоторые разновидности магнезита, как видно из табл. 117 (графа 4), относится к гидромагнезиту.

Таблица 117

Химический анализ магнезитов

Окислы	1	2	3	4
SiO_2	3,10	3,08	0,42	—
TiO_2	не обн.	не обн.	не обн.	—
Al_2O_3	0,43	0,82	0,02	—
Fe_2O_3	0,57	1,10	не обн.	0,57
FeO			не обн.	
MnO	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
CaO	0,80	0,43	1,87	0,80
MgO	43,20	43,75	46,10	43,44
H_2O	—	—	0,19	17,08
CO_2	52,10	51,03	51,68	37,38
P_2O_5	—	—	0,07	—
Na_2O	не обн.	не обн.	не обн.	—
K_2O	не обн.	не обн.	не обн.	—
Сумма	100,20	100,21	100,35	—

1—магнезит прожилков, 2—гороховидный магнезит, 3—магнезит натечных масс неправильной формы, 4—гидромагнезит из прожилков. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГН АН АрмССР аналитиком Дехтрикян С. А.

Магнезит на отдельных участках массивов ультрамафитовых пород слагает значительные скопления—месторождения, имеющие

промышленное значение. На таких участках наряду с главнейшим минералом—магнезитом в весьма подчиненном количестве встречаются минералы-спутники магнезита. К их числу относятся тальк, тремолит-асбест, андрадит (демантоид), артинит, ревдинскит (непуит), гарниерит, брусит, ферробрусит, асболан, пироаурит, бруньятеллит, арагонит, кальцит и опал (Абовян, 1957).

Карбонаты (группа кальцита). В группу безводных карбонатов входят многочисленные минералы двухвалентных металлов—Ca, Mg, Fe, Mn, Zn, Ba. В природных условиях наибольшее распространение имеют Ca, Mg-карбонаты, меньше Fe, Mn, редко Zn и Ba, что примерно соответствует убыванию кларков указанных элементов в земной коре. Карбонатобразующие элементы с относительно малым ионным радиусом (Mg, Fe, Mn, Zn) изоструктурны (сингония тригональная) и могут смешиваться в широких пределах, между тем, как их изоморфизм с карбонатами более крупных катионов (Ca, Ba) ограничен (кальцит диморфен; кристаллизуется как в тригональной, так и в ромбической сингонии).

Карбонаты являются вторым после кварца главным жильным минералом гидротермальных рудных месторождений Армянской ССР. Образование карбонатов происходило в течение всего гидротермального этапа, начиная от дорудного изменения боковых пород (в метасоматитах карбонаты встречаются в различных парагенетических соотношениях с кварцем, хлоритом, эпидотом, альбитом и др.) в течение рудных стадий и кончая завершающими их безрудными карбонатными и кварц-карбонатными образованиями.

Гидротермальные карбонаты в целом не образуют крупных концентраций. Для них характерны небольшие прожилки и реже невыдержанные по простиранию жилы, мощность которых редко доходит до нескольких десятков сантиметров.

В медноколчеданных месторождениях (Шамлуг, Алаверди, Кафан) карбонаты имеют ограниченное распространение. Более интенсивно они развиваются в рудных полях медно-молибденовых месторождений (Каджаран, Дастакерт, Джиндара, Айгедзор), где, однако, по интенсивности распространения, карбонаты значительно уступают кварцу. Карбонаты вместе с кварцем являются главными жильными минералами золото-теллурических руд Зодского месторождения. Роль карбонатов значительно возрастает (по сравнению с медноколчеданными и медно-молибденовыми рудами) в полиметаллических рудах.

В полиметаллических рудах карбонаты встречаются в основных парагенетических ассоциациях: полиметаллической, карбонатной или кварц-карбонатной (почти во всех месторождениях и рудопрооявлениях). В указанной возрастной последовательности па-

рагенетических ассоциаций заметно возрастает роль карбонатов. В рудопроявлениях Джргалидзор и Пхрут наблюдается отчетливое уменьшение количества карбонатов и возрастание кварца от верхних к нижним горизонтам рудных тел. Почти во всех вышеперечисленных рудных объектах отмечается тенденция скопления карбонатных жил и прожилков во флангах месторождений.

Цвет карбонатов в основном белый, с сероватым, кремовато-белым, редко розоватым и буроватым оттенком. По исследованию Т. М. Арутюняна основным красителем карбонатов является марганец, присутствие которого придает карбонатам бледно-розовый и розовый тона. Буровато-черная окраска карбонатов по указанному автору может быть обусловлена наличием тонкодисперсного гематита, псиломелана, или же осколков сульфидных минералов.

В рудных ассоциациях, по данным многих исследователей (Г. О. Пиджян, К. А. Карамян, Т. М. Арутюнян), карбонаты, как правило, образуются после сульфидов, интенсивно разъедая их, и кварц. В полиметаллических рудах прожилки карбонатов почти всегда отмечаются в пирите, халькопирите, сфалерите, но очень редко—в галените. Последовательность образования: кварц-сульфид-карбонат указывает на повышение щелочности растворов в конце рудообразующих процессов.

Химическим, спектральным рентгенометрическим и термическим методами в рудных месторождениях Армянской ССР установлен ряд разновидностей карбонатов. Результаты этих исследований сведены в нижеприведенных описаниях минеральных видов. Состав карбонатов, согласно этим исследованиям, меняется как в пределах отдельных объектов, так и в конкретных рудных телах и парагенетических ассоциациях. При этом в полиметаллических рудах, по которым мы располагаем большим количеством материала, вырисовываются некоторые тенденции, которые, возможно, могут иметь несколько более общее значение; в частности, в Айоцдзорском рудном районе наряду с кальцитом значительная роль принадлежит доломиту, анкериту, олигониту, родохрозиту, в полиметаллических же ассоциациях в целом преобладающим является кальцит; от относительно высокотемпературных (Каялу, Гюмушхана) к более низкотемпературным (Газма) рудам падает роль Mg-, Fe-, Mn-карбонатов и возрастает роль кальцита. В безрудных карбонатных и кварц-карбонатных образованиях карбонат представлен в основном кальцитом (Шамлуг, Ахтала, Мовсес, Гюмушхана, Газма и др.). Указанные тенденции распространения тех или иных разновидностей карбонатов подтверждаются и в региональном распределении карбонатов в рудных формациях. С этой целью составлена табл. 118, где приведены вычисленные значения частоты встречаемости отдельных разновидностей карбонатов.

Частота встречаемости карбонатов в гидротермальных рудах
Армянской ССР

Формация	Месторождение	Кол-во проб	Частота встречаемости, в %					
			кальцит	доломит	анкерит	олигонит	родохрозит	сидерит
Медно-колчеданная и колчеданнополиметаллическая	Шамлуг, Кафан, Ахтала, Мурхузская зона	20	60	30	10			
Свинцовоцинковая	Марц	5	20	20	60			
Полиметаллическая	Газма, Гюмушхана, Азатек, Чирахлу, Пхрут, Личквз-Тей	54	50	26	11	2	4	7
Медно-молибденовая	Каджаран, Дастакерт, Айгедзор	26	27	27	38		4	4

Кальцит— CaCO_3 . В рудных формациях Армянской ССР среди карбонатов является наиболее широко распространенным минералом. Присутствует почти во всех парагенетических ассоциациях, наряду с этим образует самостоятельные безрудные кальцитовые (часто с кварцем, реже с баритом) прожилки и жилы. Как мы уже заметили выше, карбонаты в медноколчеданных месторождениях Алавердского и Кафанского рудных районов представлены в основном кальцитом. Среди карбонатов медно-молибденовых месторождений кальцит количественно уступает анкериту; установлен почти во всех месторождениях (Г. О. Пиджян, К. А. Карамян, Т. М. Арутюнян и др.), более часто в рудах Айгедзорского месторождения. Кальцит является широко распространенным жильным минералом и встречается в различных парагенетических ассоциациях в Зодском золото-сульфидно-теллуровом месторождении. Кальцит по частоте встречаемости является превалирующим карбонатом и для полиметаллических руд различных формаций, в особенности колчеданно-полиметаллической (Ахтала, Шаумян-Халадж) и полиметаллической (Газма, Гюмушхана, Чирахлу и др.). В полиметаллических рудах Газминского месторождения кальцит является наряду с кварцем главным жильным минералом руд.

Во всех случаях для кальцита характерны средне-мелкозернистые, иногда—скрытокристаллические массы. В жеодевых пустотах редко отмечаются скаленоэдрические и ромбоэдрические кристаллы (рис. 73). Колломорфные концентрически-зональные агрегаты также отмечаются в редких случаях. В Ахтальском мес-

торожении установлены друзы секториального кальцита (Т. М. Арутюнян и др.), 1970); кристаллы последнего состоят из комбинаций трех простых форм {1011}, {1012} и {0112}.

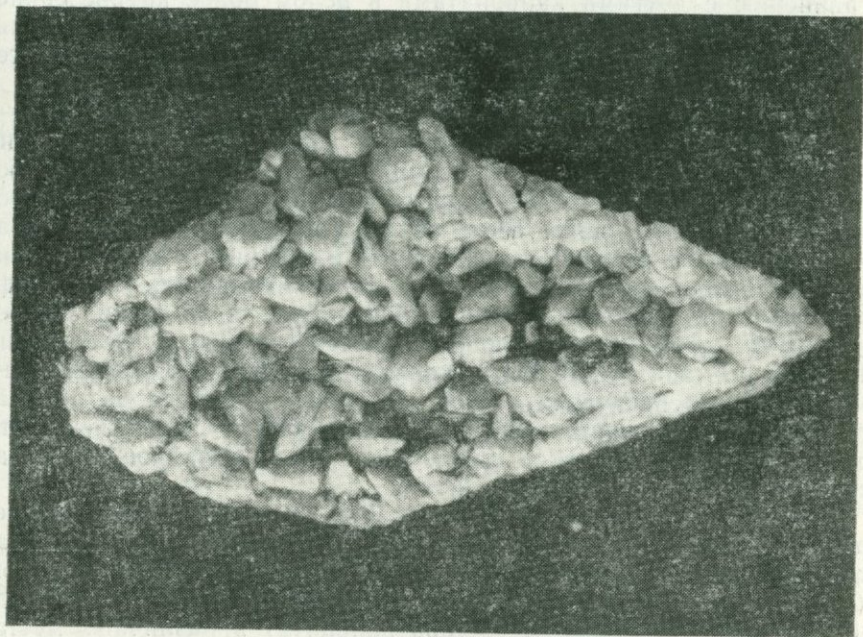


Рис. 73. Друзы скаленоздрических кристаллов кальцита. Натур. величина. Месторождение Джиндара. По К. А. Карамяну.

Цвет кальцита серовато-белый, молочно-белый, кремово-белый и реже—розовато-белый. Под микроскопом в отраженном свете цвет кальцита, так же как и других безводных карбонатов из группы кальцита, серый. Отражательная способность немного выше, чем у кварца и возрастает в ряду кальцит-доломит-анкерит-сидерит. Полируется хорошо; относительный рельеф примерно равен таковому сфалерита и возрастает по вышеупомянутой последовательности. Двуотражение у всех карбонатов выражено отчетливо и сильно; эффекты анизотропии часто не обнаруживаются из-за интенсивного проявления внутренних рефлексов; анизотропность чаще всего можно наблюдать у Mg, Fe—карбонатов (доломит, олигонит, анкерит, сидерит). Внутренние рефлексy кальцита белые, желтовато-белые; доломит и анкерит обладают желтовато-белыми, коричневыми и бурыми внутренними рефлексами.

Структура зернистых масс карбонатов обычно мелкозернистая, аллотриоморфнозернистая, реже—гранобластовая. Зональные кристаллы обнаруживаются редко. Внутреннее строение кальцита по сравнению с другими карбонатами в целом более крупнозернистое, с большой склонностью к гипидиоморфному строению. У кальцита широко проявлены следы спайности по (0112) и полисинтетические двойники параллельно этим направлениям. Спайность и двойникование доломита и анкерита обнаруживаются редко.

В парагенетических ассоциациях кальцит, а также другие карбонаты образуются после кварца, ксеноморфно заполняя промежутки зерен последнего с коррозионными границами. Микропрожилки карбонатов чаще всего обнаруживаются в пирите и сфалерите, гораздо реже—в халькопирите и галените. Последний минерал по отношению к карбонатам часто оказывается ксеноморфным. О послесульфидном образовании кальцита (и других карбонатов) отмечено многократно (А. Г. Бетехтин, 1956; Г. О. Пиджян, 1975; К. А. Карамян, Т. М. Арутюнян и др.). Анализ фактического материала по последовательности выделения минералов в парагенетических ассоциациях полиметаллических руд показывает, что отложение главной массы карбоната послесульфидное, хотя частью происходит раньше галенита.

Кальциты медно-молибденовых руд диагностированы дифференциальным термическим анализом. Термограммы кальцитов характеризуются во всех случаях одним экзотермическим эффектом (рис. 74), характеристика которого несколько меняется (очевидно, в связи с изменением состава кальцита) в различных месторождениях.

Изоморфное вхождение в структуре кальцита других карбонатобразующих катионов—Mg, Fe, Mn очевидно, ограничено из-за значительного расхождения их ионных радиусов (Ca^{2+} —1,06; Mg^{2+} —0,78; Fe^{2+} —0,83; Mn^{2+} —0,91 Å). Вхождение в структуру кальцита хоть одного из перечисленных малых катионов облегчает изоморфное вхождение других, а также целого ряда редких элементов— Co^{2+} (0,82), V^{2+} (0,72), Zn^{2+} (0,83 Å). Вторая группа редких примесей—Y, Yb, Ba и Sr по физико-химическим показателям больше приближается к Ca^{2+} и, следовательно, должна предпочтительно накапливаться в кальците. Эти теоретические соображения подтверждаются нижеприведенным эмпирическим материалом.

Как видно из таблицы 119, содержание Mg и Mn в кальцитах медноколчеданных, медно-молибденовых и полиметаллических руд не превышает 5—6%, содержание Fe не превышает 2,59% и в среднем составляет 0,5%. Средний химический состав кальцитов медно-молибденовых руд, по данным 7 химических анализов, составляет: CaO —52,28%; MgO —1,16; MnO —1,2; Fe_2O_3 —0,49; FeO —

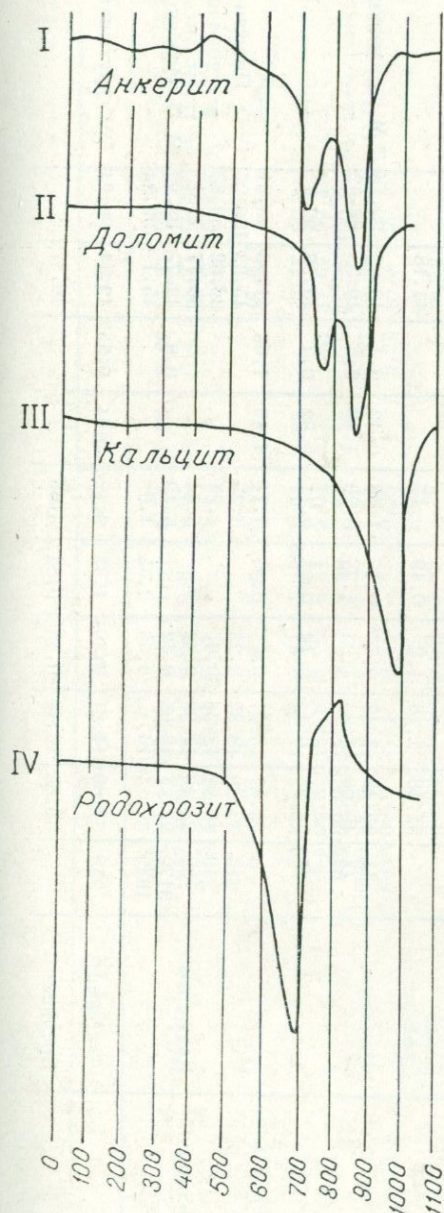


Рис. 74. Термограммы кальцита, анкерита, доломита и родохрозита.
По К. А. Карамяну.

0,47; CO_2 —41,18%. Средний химический состав кальцитов полиметаллических руд следующий: CaO —49,9; MgO —2,18, MnO —2,39; FeO —0,5; CO_2 —42,05%, т. е. во втором случае кальциты примерно в два раза обогащены Mg и Mn по сравнению с первым, при одинаковом более низком содержании железа. Аналогичные соотношения компонентов обнаруживаются и при сопоставлении доломитов обонх формационных типов руд.

В кальцитах различных месторождений и формаций многочисленными спектральными анализами, помимо этого установлено большое число элементов-примесей (табл. 120), в том числе Ba до 2,0; Sr до 0,14; Ce, La—до 0,1; V до 0,0096; Y до 0,04; Ni, Co, Yb—до 0,0033%, возможно изоморфных—Cu до 0,0052; Zn до 0,42. В качестве примесей в кальците постоянно присутствуют Pb до 0,07% и Ag—до 0,0042%.

Химическими и спектральными анализами установлены также разновидности кальцита—манганокальцит и магnezный кальцит.

Манганокальцит отмечен в полиметаллических рудах Газминского, Чирахлинского и Татнинского месторождений. Химический состав манганокальцита Газминского месторождения следующий: CaO —

Химический состав карбонатов медно-молибденовых и медноколчеданных руд Армянской ССР

Минерал	Месторождение	№ пробы	Содержание компонентов в %								Сумма	Автор
			CaO	MgO	MnO	Fe ₂ O ₃	FeO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	П.п.п.		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Кальцит	Калджаран	38	55,21	0,5	0,04	0,3	0,3	0,5	0,29	42,57	99,71	К. А. Карамян
		71	48,24	0,73	0,07	2,36	0,16	8,32	0,46	39,8	100,14	Т.М. Арутюнян
	Дастакерт	15	49,42	2,65	4,5	0,13	0,6	2,29	0,55	39,82	99,96	— „ —
		55	52,15	1,38	1,73	—	0,85	0,6	0,3	42,65	99,66	— „ —
	Айгедзор	28	54,11	1,05	0,91	0,19	0,28	1,99	0,32	40,51	99,96	— „ —
		29	52,95	0,69	0,4	0,33	0,74	2,72	0,6	41,47	99,9	— „ —
		80	53,32	1,16	0,77	0,11	0,35	2,47	0,37	41,42	100,41	— „ —
	Среднее		52,28	1,16	1,2	0,49	0,47			41,18		
	Шамлуг	41	53,49	1,47	0,77	0,1	1,06	0,42	0,4	42,02	99,73	Т.М. Арутюнян
		44	49,08	1,83	1,23	1,7	0,99	4,06	0,2	40,76	98,62	— „ —
Доломит	Ахтала	65	54,2	0,4	0,16	0,83	0,11	0,82	0,3	42,28	99,7	— „ —
		5	29,67	15,77	0,5	0,85	5,71	4,49	1,06	41,86	99,91	— „ —
	Каджаран	213	32,29	18,87	0,23		3,25			45,63	100,27	Г. О. Пиджян
		219	29,91	18,36	0,6		4,34			36,62	89,83	— „ —
		28	25,46	14,93	0,32		5,64			30,77	77,12	— „ —
		3170	28,61	16,95	0,72		5,12		0,8	43,7	95,9	М. П. Исаенко
		1649	30,13	16,1	3,56	0,35	4,6			45,1	99,84	— „ —
	Дастакерт	18	34,09	14,21	2,36	1,33	2,12	2,84	0,55	42,44	99,24	Т.М. Арутюнян
	Среднее		30,05	16,45	0,89	0,84	3,66			40,87		

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Анкерит	Каджаран	37	31,41	14,75	0,23	1,01	6,74	1,92	0,68	43,21	99,95	Т.М. Арутюнян М. П. Исаенко К. А. Карамян
		1647	30,96	14,14	0,58	0,8	9,05	—	0,2	44,27	100,0	
		2175	25,45	16,71	0,51	—	15,44	—	—	41,25	99,36	
	Итого		29,27	15,2	0,44	0,6	10,41			42,91		
	Дастакерт	54	29,96	14,76	0,61	1,47	8,53	1,25	сл.	42,77	99,35	Т.М. Арутюнян — М. П. Исаенко В.О.Пароникян —
		54-а	29,31	16,78	0,76	6,61	5,04	1,7	1,61	37,67	99,48	
		935	29,35	15,3	0,5	0,38	8,56	0,12	—	45,27	100,2	
		1/6030	33,0	18,24	1,7		7,47		1,77	38,28	100,46	
		2/6030	30,0	17,1	0,4		9,35		3,23	40,0	99,08	
	Итого		30,32	16,43	0,79	2,82	7,79			40,79		
	Чичагли	6056	24,0	15,96	0,38		9,24		12,34	38,36	100,28	В.О.Пароникян Т.М. Арутюнян
	Айгедзор	23	36,25	11,98	3,85	3,71	4,28	5,93	3,09	30,91	100,0	
	Среднее		30,0	15,57	0,95	2,0	8,37			40,1		
Арагонит	Две сестры	6235 ^a	54,0	1,14	0,02	—	—		1,37	43,15	99,68	В.О.Пароникян

УДК 547.5:547.62+547.63+547.64+547.65+547.66+547.67+547.68+547.69+547.7

Таблица 120

Содержание элементов-примесей в карбонатах медно-молибденовых руд
Армянской ССР по данным спектральных анализов*

Минерал	Место- рождение	Кол-во проб	С о д е р ж а н и е в %											
			Fe	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cu	Pb	Zn	Y	Sr	Ba
Кальцит	Каджаран	3	2,17	0,2	—	—	0,005	—	0,002	0,00063	—	—	0,095	0,0032
	Дастакерт	4	0,17	4,12	0,00007	—	0,0003	—	0,0021	0,0005	0,0017	0,00025	0,1	—
	Айгедзор	7	0,94	5,2	—	—	0,0024	—	0,0038	0,0009	0,0008	0,0156	0,06	0,0093
Доломит- анкерит	Каджаран	11	>1,0	0,91	0,0018	0,0012	0,0021	0,0072	0,0081	0,0009	0,0012	0,0004	0,0218	0,0094
	Дастакерт	8	>1,0	1,2	0,0034	0,0027	0,0074	0,0012	0,0095	0,0004	0,0059	0,0008	0,025	0,0062
	Айгедзор	2	>1,0	6,5	—	—	0,002	—	0,0001	0,0015	0,02	0,0015	0,005	—

* Вычислены по данным Т. М. Арутюняна.

54,52; MgO—0,83; MnO—13,6; CO₂—31,24%. Спектральными анализами в манганокальцитах вышеупомянутых месторождений установлены: Mg—2,7—4,5; Fe—3—7; Ni, Co, Ag, Yb—0,0002—0,0004; Ti, V—0,0015—0,003; Cu—0,001; Pb—0,01—0,026; Zn—0,04—0,26; Ba—0,026—0,08; Sr—до 0,047 и La—0,006—0,014%.

Магнезиальный кальцит установлен в рудах Ахталского и Азатекского (В. О. Пароникян) месторождений. Его средний химический состав по двум анализам следующий: CaO—43,54; MgO—9,62; MnO—1,37; FeO—1,15; CO₂—42,17%.

Параметры элементарной ячейки кальцита определены на 7 образцах из медно-молибденовых и других месторождений (табл. 121). Значения параметров варьируют в некотором интервале (связанном с изменением состава): a_0 —4,881—4,94; c_0 —16,92—17,16 Å. Результаты рентгенометрических исследований кальцитов и манганокальцита медно-молибденовых (Т. М. Арутюнян) и полиметаллических (В. О. Пароникян) руд Армянской ССР приведены в табл. 121.

Доломит—CaMg(CO₃)₂ является после кальцита вторым по распространенности карбонатом в рудных формациях Армянской ССР. В медноколчеданных (Шамлуг) и колчеданно-полиметаллических рудах Алавердского и Кафанского рудных районов доломит отмечается редко. Он является главным жильным минералом Мовсесского свинцово-цинкового месторождения и широко развит также в полиметаллических рудах колчеданного типа Мурхузской рудоносной зоны (Шамшадинский район). Доломит установлен почти во всех медно-молибденовых месторождениях. В группе месторождений этой формации южного Зангезура доломит преобладает или встречается почти в равных с кальцитом количествах (см. табл. 117). Доломит широко распространенный жильный карбонат в рудах полиметаллических формаций, установлен почти во всех месторождениях и рудопроявлениях (Азатек, Каялу, Гюмушхана, Чирахлу, Пхрут и др.) в количестве, уступающем только кальциту, но чаще чем анкерит или другие безводные карбонаты (см. табл. 118). Доломит установлен также в рудах Зодского золоторудного месторождения.

В рудах доломит встречается как в парагенезисе с сульфидными минералами (Джргалидзор, Мовсес, Гюмушхана, Азатек, Пхрут), так и более часто связан с послерудными карбонатными и кварц-карбонатными образованиями.

Для доломита в большинстве случаев характерны мелко-, среднезернистые агрегаты, редко отмечаются колломорфные массы с концентрически-зональным строением (рис. 75). В пустотах редко образует кристаллы ромбоэдрического облика.

Цвет доломита серый с кремовым, желтоватым и реже буроватым оттенками. Под микроскопом в отраженном свете цвет се-

Межплоскостные расстояния кальцитов рудных месторождений Армянской ССР*

Каджаран		Дастакерт		Айгедзор		Ахгала		Мовсес		Газма	
38		10а		24		620—а		4700—а		2/1131**/	
I	d _z /n	I	d _z /n	I	d _z /n	I	d _z /n	I	d _z /n	I	d _z /n
3	4,14										
3	3,79										
		3	3,43	3	3,44	3	3,84	2	3,82	2	3,82
5	3,30	5	3,26	5	3,27			5	3,33		
10	3,00	10	2,98	10	2,98	10	3,01	10	3,02	10	3,01
						2	2,831	1	(2,74)		
								2	2,51		
5	2,47	4	2,46	5	2,45	3	2,492	4	2,48	3	2,468
		5	2,25	6	2,26	6	2,276	5	2,27	4	2,27
6	2,07	5	2,05	6	2,05	6	2,085	4	2,089	4	2,076
								2	2,06		
				2	1,97			2	1,92		
8	1,89	8	1,88	8	1,88	8	1,906	6	1,908	6	1,899
8	1,86	8	1,84	8	1,86	7	1,868	5	1,87	5	1,859
				3	1,81						
3	1,76							1	(1,764)		
2	1,66			3	1,65	1	1,669	1	(1,668)	1	1,653
2	1,61	2	1,61			2	1,621	2	1,621		
5	1,59	3	1,58	4	1,59	4	1,601	3	1,600		
2	1,57							2	1,582		
6	1,51	4	1,51	4	1,52	5	1,514	3 _{III}	1,513		
4	1,46	4	1,46	4	1,50					3	1,503
				4	1,48						
5	1,43	3	1,42			4	1,439	2	1,437		
5	1,41	3	1,40	4	1,39	3	1,417	2	1,419	3	1,408
3	1,35	3	1,36	4	1,36	1	1,351				
4	1,33	3	1,34	2	1,34	2	1,335				
		4	1,32	2	1,32						
5	1,29	3	1,28	4	1,28	3	1,393	2	1,294		
		4	1,26	3	1,25	3	1,231	2—3	1,232		
5	1,22	4	1,22	3	1,22					2	1,226
				3	1,19						
5	1,176	4	1,17	3	1,17	3	1,176				
7	1,15	7	1,14	8	1,14	3	1,15				
5	1,137	3	1,13	3	1,13						
4	1,058	3	1,05	5	1,07	4	1,04				
8	1,042	10	1,04	8	1,05						
5	1,031	3	1,02								
6	1,009	6	1,00	5	1,00						

* Анализы образцов 38, 10-а, 24 выполнены в лаборатории НИГМИ. Условия съемки: УРС-60, Fea, D—57,3, d—0,5 мм, эксп. 22—32 ч.; анализы образцов 620-а и 4700-а выполнены в лаборатории ИГН АН АрмССР, аналитик Н. В. Ревазова; условия съемки образца 620-а и 2/1131—дифрактометр ДРОН-2; Coa, скорость сканирования—1°/мин; условия съемки обр. 4700-а; УРС-55, Cuα, D—57,3, d—0,4 мм.

** Манганокальцит.

рый; отражательная способность близка к анкериту и немного выше, чем у кальцита. Относительный рельеф также немного выше, чем у последнего. Двуотражение отчетливое; эффекты анизотропии затушевываются интенсивными внутренними рефlekсами (желтовато-белыми, коричневыми и бурыми), но наблюдаются чаще кальцита. Внутреннее строение зернистых агрегатов обычно мелкозернистое, аллотриоморфнозернистое, реже гипидиоморфнозернистое. Следы спайности и двойниковые пластинки, в отличие от кальцита, отмечаются редко.

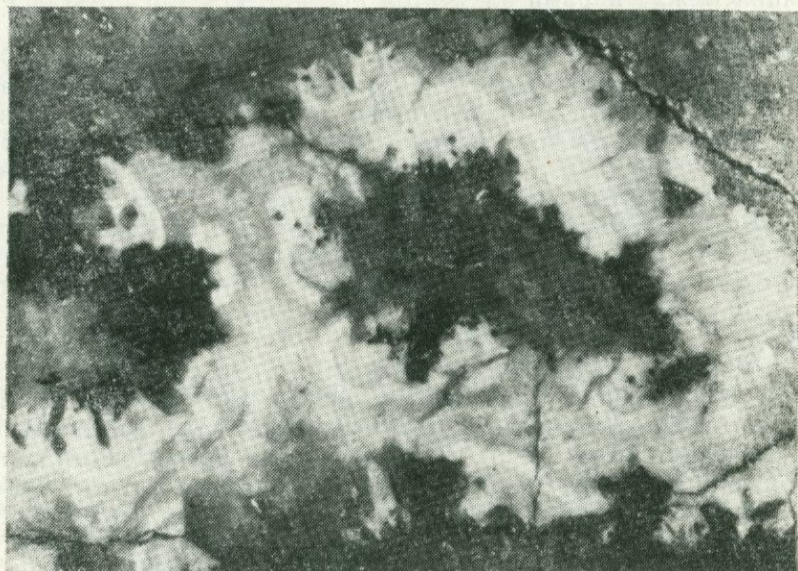


Рис. 75. Коллоидные образования доломита. Увел. 2. Месторождение Дастакерт. По К. А. Карамяну.

Средний химический состав доломитов медно-молибденовых месторождений по 7 химическим анализам следующий: CaO —30,05; MgO —16,45; MnO —0,89; Fe_2O_3 —0,84; FeO —3,66; CO_2 —40,87%. Средний химический состав этого минерала из полиметаллических руд (по 5 анализам): CaO —30,23; MgO —21,17; MnO —2,65; FeO —3,15; CO_2 —40,83%. В этих же рудах устанавливается и промежуточный между доломитом и анкеритом минерал с химическим составом: CaO —27,7; MgO —20,7; MnO —1,1; FeO —7,7; CO_2 —38,3%. Доломиты полиметаллических руд от медно-молибденовых отличаются повышенной магниальностью и марганцевостью. В ря-

ду кальцит-доломит содержание Mg возрастает в 9—14 раз с одновременным возрастанием содержаний железа в 4—6 раз; содержание марганца мало изменяется.

Спектральными анализами в доломитах медно-молибденовых и полиметаллических руд установлен также Ba, Zn до 1,2; Ti—0,01—0,063; Cu—0,002—0,035; Pb—0,0019—0,2; Y—0,002—0,018; Sr—до 0,047; La до 0,024; Ni, Co, Ag до 0,002; V—до 0,014 и Yb—до 0,00074%. Как следует из вышеприведенных данных, в ряду кальцит-доломит, как и следовало ожидать, возрастают содержания Ni, Co, Zn, V, но падают Y, Yb, Ba и Sr. Коэффициент корреляции между парами элементов Fe—Mg, Fe—Co, Fe—Cu, Fe—Zn, Fe—V в общей выборке карбонатов полиметаллических руд высокий и составляет положительное число в границах 0,5—0,65. Между содержаниями железа и группой изоморфных элементов—Ba, Sr, La, Y получено либо нулевое, либо же отрицательное значение коэффициента корреляции (Fe—Y=—0,24; Fe—Ba=+0,07; Fe—La=—0,31), т. е. указанные компоненты проявляют предпочтение накапливаться не в Mg, Fe—карбонатах, а в кальците. Установлены также высокие положительные значения между содержаниями Fe—Cu (0,51) и Fe—Zn (0,65), что указывает на возможность изоморфного нахождения меди и цинка в Mg и Fe карбонатах, правда в ограниченных количествах (Cu до 0,1%, Zn до 0,5%).

От вышеприведенных характеристик гидротермальных доломитов значительно отличаются рудообразующие доломиты Мовсесского свинцово-цинкового месторождения, залегающего в осадочных карбонатных породах. В отличие от нормально-гидротермальных доломитов рудообразующие доломиты этого месторождения бедны марганцем (0,5%) и в особенности железом (до 0,3%). Рудообразующие доломиты в этом случае возможно являются перетолженными из вмещающих пород (доломитизированных известняков).

Температура полной термической диссоциации у доломита (также у анкерита) находится на более низком уровне, чем у кальцита (по 6 измерениям охватывает интервал 975—1066°C). Термограмма доломита (рис. 74), в отличие от кальцита характеризуется двумя эндотермическими максимумами. Первый соответствует стадии диссоциации $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3$ на интервале 794—850, а второй—диссоциации $\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{CaO} + \text{CO}_2$ на интервале 940—1020°C (данные Т. М. Арутюняна).

Параметры элементарной ячейки доломита и анкерита, а также межплоскостные их расстояния мало отличаются друг от друга.

Анкерит— $\text{Ca}(\text{Mg, Fe})(\text{CO}_3)_2$. В кристаллохимическом отношении анкерит весьма сходен с доломитом. Состав природных об-

разцов анкеритов изменчив из-за неограниченного изоморфизма между Са и Mg, Fe, Mn; от доломита анкерит надежнее всего отличить химическим составом, принимая в основу положение, что в анкерите не менее 20% магния замещено железом и марганцем.

Химическим, спектральным, термическим, а также рентгенометрическими исследованиями анкерит установлен в медно-молибденовых месторождениях Каджаран, Дастакерт, Айгедзор, Анкабан, Джиндара (И. Г. Магакян, Г. О. Пиджян, К. А. Карамян, Т. М. Арутюнян), в Зодском золоторудном месторождении (Ш. О. Амирян, 1974) и в полиметаллических рудах Марцского, Джргализорского, Хозюртского, Гюмушханского рудопроявлений.

Анкерит является редко встречающимся минералом в медно-колчеданных месторождениях Армянской ССР. В колчеданно-полиметаллической формации этот минерал отмечен лишь в рудах Мурхузской зоны (Шамшадинский рудный район). В медно-молибденовых месторождениях по частоте встречаемости анкерит значительно превосходит другие главные карбонаты—кальцит и доломит. Анкерит является также главным карбонатом в свинцово-цинковой Марцигетской группе месторождений. Роль анкерита значительно падает в рудах полиметаллических формаций Памбак-Зангезурской зоны, где в общей совокупности карбонатов доля его составляет лишь 11%.

Цвет, физические и оптические характеристики анкерита сходны с таковыми доломита (см. доломит). Средний химический состав анкеритов из медно-молибденовых месторождений (по 8 анализам) следующий: СаО—30,0; MgO—15,17; MnO—0,95; Fe₂O₃—2,0; FeO—8,37; CO₂—40,1%. Спектральными анализами в анкеритах из полиметаллических руд установлены примеси: Ва—до 1,1; Zn—до 0,5; Ti, V, Cu, Pb, Sr, La—до 0,05; Ni, Co, Ag, Cd, Y, Yb—до 0,0035%.

Термограмма анкерита (см. рис. 74) довольно сходна с таковой доломита, отличается появлением третьего небольшого максимума эндотермического эффекта, соответствующего диссоциации Fe—составляющего. По результатам исследования 18 образцов анкеритов из медно-молибденовых месторождений Каджаран, Дастакерт, Айгедзор, границы вариаций максимумов следующие (данные Т. М. Арутюняна): I (диссоциация Mn-составляющего)—754—848°; II (диссоциация Fe-составляющего)—824—867°; III (диссоциация Са-составляющего)—927—1006°С.

В зависимости от соотношения Са:(Fe+Mg) размеры элементарной ячейки анкерита меняются в пределах $a_0=4,74-5,001$; $c_0=15,84-16,09$ Å. Межплоскостные расстояния анкеритов медно-молибденовых (по Т. М. Арутюняну) и полиметаллических (по В. О. Пароникяну) руд приведены в табл. 122.

Межплоскостные расстояния анкеритов рудных месторождений
Армянской ССР*

Каджаран		Дасгакерт		Ангелзор		Марц		Джргалидзор		Гюмушхана	
8		10		19		5350-с		5674-а		1084-о	
1	dx/n	1	dx/n	1	dx/n	1	dx/n	1	dx/n	1	dx/n
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
3	3,64			4	4,16						
				4	3,68	2	(3,69)	2	3,68	3	3,69
5	3,28			5	3,34	2	3,33	4	(3,35)	2	3,47
4	3,14	5	3,11	5	3,17	4	3,19	6	3,18	5	3,20
10	2,86	10	2,84	10	2,86	10	2,89	10	2,88	10	2,867
4	2,65	4	2,65	3	2,68	2	2,67	3	2,66	2	2,68
		3	2,50					2	2,53	2	2,548
4	2,40	7	2,39	5	2,40	3	2,41	3	(2,40)	4	2,401
5	2,36										
				2	2,26			2	2,27		
6	2,17	7	2,15	6	2,18	4	2,19	5	2,19	5	2,191
		3	2,10								
5	2,00	3	2,04	5	2,01	4	2,02				
4	1,97	5	1,98	4	1,96	2ш	(1,988)	3	2,04	2	2,06
		3	1,94							3	2,019
										1	1,932
		5	1,89					2	1,903		
								2	1,867		
8	1,80	3	1,82	9	1,80	4ш	1,80	2	1,847	2	1,848
8	1,77	8	1,78	9	1,78	10	1,737	5	1,803	6	1,810
4	1,67	8	1,76	3	1,69			6	1,784	7	1,797
				3	1,65					3	1,768
		7	1,61	3	1,61					2	1,645
4	1,57	4	1,59	3	1,56	1	1,57	1	1,565	2	1,600
4	1,53	4	1,55	4	1,54	2	1,55	2	1,542	1	1,579
		4	1,52							3	1,546
4	1,47	3	1,49	5	1,46					2	1,508
3	1,45	4	1,45	5	1,43	2		2	1,464		
3	1,43	4	1,42	3	1,42		1,44	1	1,43	2	1,442
		3	1,41								
4	1,38	2	1,40	5	1,38						
4	1,36	5	1,37	3	1,37			2	1,387		
3	1,33	5	1,32	5	1,33						
3	1,30	3	1,28	2	1,30			2	1,344	3	1,332
										3	1,309

* Анализы образцов 8, 10 и 19 выполнены в лаборатории НИГМИ. Условия съемки: УРС-60, Fea, D—57,3; d—0,5 мм. Анализы образцов 5350, 5674 выполнены в лаборатории ИГН Н. В. Ревазовой. Условия съемки: УРС-55, обр. 5350 и 5674—Fea Cua, D—57,3, d—0,4 мм; обр. 1074—дифрактометр ДРОН-20; Coa, скорость сканирования—1°/мин.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
		4	1,26	4	1,27					1	1,296
		4	1,23	5	1,23					1	1,283
		3	1,20	4	1,20						
		4	1,17	3	1,18						
		4	1,15	3	1,16						
4	1,11	4	1,11	2	1,12						
5	1,10	6	1,10	8	1,11						
		6	1,04								

Олигонит— $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{CO}_3$ —редко встречающийся карбонат. Установлен (В. О. Пароникян, 1964) в Гюмушханском и Газминском полиметаллических месторождениях. В первом случае олигонит встречается в пирит-халькопиритовой ассоциации (с сульфидами висмута), а также образует самостоятельные маломощные и невыдержанные прожилки, секущие руды пирит-халькопиритовых и полиметаллических ассоциаций. В Газминском месторождении олигонит отмечен в ассоциации с галенитом, сфалеритом и блеклой рудой. Цвет кремово-белый, коричневато-бурый. Физико-оптические свойства под микроскопом в отраженном свете сходны с таковыми доломита и анкерита. По трещинкам спайности иногда петельчато развиваются вторичные окислы железа и марганца. Олигонит из Гюмушханского месторождения имеет следующий химический состав (в %): CaO —2,13; MgO —6,75, MnO —31,13, FeO —22,47, CO_2 —35,4. Спектральными анализами в олигонитах вышеуказанных месторождений установлены примеси: Cu , Pb —0,02—0,1; Zn , Sr , La —0,1—0,3; Ni , Co , Ti , V , Y —до 0,0065%. Межплоскостные расстояния олигонита из Гюмушханского месторождения (по В. О. Пароникяну) приведены в табл. 123.

Сидерит— FeCO_3 . Установлен в Айгедзорском медно-молибденовом месторождении (К. А. Карамян); здесь он встречен в виде прожилков, пересекающих кварц-молибденитовое оруденение. По Г. О. Пиджяну (1961) сидерит в медно-молибденовых месторождениях имеет более широкое распространение. Мелкозернистые агрегаты сидерита отмечены в ассоциации с теллуридами Au , Ag , Pb в Зодском месторождении (Ш. О. Амирян, 1974).

Спектральный анализ одного образца сидерита из Айгедзорского месторождения показывает присутствие в нем следующих элементов-примесей: Mn —0,9, Mo —0,1, Ti —0,047, Zn , Sr , P —0,021—0,022, V —0,012, Cu , Y —0,0068—0,0072, Cr , Zr , Pb , La , Sc , Nb —0,00012—0,0018, Ni , Co , Ba —0,0024—0,0027, Ag , Ge , Ga , Yb —0,0002—0,0007%. Межплоскостные расстояния сидерита (по К. А. Карамяну) приведены в табл. 123.

Родохрозит— MnCO_3 . Является редко встречающимся карбонатом в рудных месторождениях Армянской ССР. Установлен в

рудах Дастакертского месторождения (К. А. Карамян, 1957) в ассоциации с алабандином. Здесь он образует колломорфные почковидные массы, иногда с радиально-лучистым сложением; аналогичные образования родохрозита отмечаются и в рудах Зодского месторождения (Ш. О. Амирян, 1974), где он встречен в ассоциации с манганокальцитом, теллуридами, сульфидами и арсенидами. Родохрозит довольно часто отмечается и в полиметаллических рудах Чирахлинского месторождения (В. О. Пароникян), в ассоциации с анкеритом, кальцитом, доломитом и манганокальцитом в качестве жильного минерала полиметаллической минерализации. В этом случае родохрозит образует мелкозернистые массы. Цвет кремово-розовый. В родохрозилах этого месторождения установлены примеси (в %): Mg, Fe—5,6—5,8; Zn, Ba—0,08—0,097; Cu, Pb—0,01—0,03; La—0,0055; V, Cd—0,001—0,0024; Ni, Co, Ag, Y—0,00018—0,00043%. По Т. М. Арутюняну, термограмма родохрозита из Дастакертского месторождения характеризуется одним эндотермическим максимумом при 691°C и экзотермическим эффектом при 792°C. Величина параметров элементарной ячейки родохрозита этого месторождения составляет a_0 —4,75; c —15,6 Å; межплоскостные расстояния (по Т. М. Арутюняну) приведены в табл. 123.

Бисмутит— $\text{Bi}[\text{CO}_3][\text{OH}]_4$. Тетрагональная сингония, синонимы: бисмутосферит, гидробисмутит. Встречается в виде корочек и порошковатых, землистых масс. Цвет минерала от серовато-белого до желто-бурого. Образуется в зоне окисления и карбонатизации за счет гипогенных минералов висмута.

В рудах Армянской ССР установлен в зоне окисления Зодского золоторудного месторождения в виде порошковатых масс и налетов (Г. О. Пиджян, 1953; Ш. О. Амирян, 1974). Минерал слабо изучен. В рудах Армянской ССР практического значения не имеет.

Базобисмутит— $\text{Bi}_4[\text{CO}_3][\text{OH}]_2\text{O}_4$? Является слабо изученным минералом. Встречается в скрытокристаллических, плотных и землистых массах и имеет серый цвет. В Армянской ССР установлен в шлихах Каялинского рудного поля (И. Г. Магакьян, 1946), в бассейнах рр. Мармарик, Арпа, Воротан и др. (А. Г. Мидян, Г. О. Пиджян и др.). В зоне окисления золоторудных месторождений (Зод, Меградзор и др.) отмечается в виде порошковатых и землистых масс, развитых по висмут-теллуровым минералам (Ш. О. Амирян). Базобисмутит в рудах Армянской ССР практического значения не имеет.

Артинит— $\text{Mg}_2[\text{CO}_3][\text{OH}]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Сингония моноклинная. Встречен в нижних горизонтах Даринского месторождения магнетита (СВ побережье озера Севан), где наблюдается переход от рыхлых магнетитизированных пород, через сильно трещиноватые,

Межплоскостные расстояния карбонатов рудных месторождений Армянской ССР.

Гюмушхана		Дастакерт		Айгелдзор		Две сестры	
Олигонит		Родохрозит		Сидерит		Арагонит	
l	dz/n	l	dz/n	l	dz/n	l	dz/n
		2	4,08	3	4,25	2	4,20
				3	3,72		
		5	3,66	3	3,64		
				4	3,36	6	3,38
10	2,783			3	3,10		
		10	2,82	10	2,80	1	2,86
		1	2,60			4	2,70
				2	2,47	6	2,481
2	2,346			3	2,36	5	2,364
		5	2,38	2	2,30		
				1	2,26		
						1	2,188
2	2,128	5	1,15	4	2,14	10	2,102
		5	1,98	3	1,973	2	1,994
				2	1,922	5	1,974
						4	1,879
		3	1,82	3	1,827	3	1,815
				2	1,807		
		10	1,76	9	1,741	4	1,739
						3	1,725
				1	1,709		
				2	1,673		
		3	1,55	4	1,547	2	1,555
		4	1,52	3	1,512		
						3	1,499
		4	1,44	1	1,461	1	1,467
		2	1,42	3	1,433	5	1,404
		2	1,40	4	1,387		
		4	1,37	3	1,362		
		4	1,30	1	1,329		
		3	1,28	2	1,287		
		4	1,22	3	1,231	3	1,239
						1	1,224
				4	1,204	2	1,206
				3	1,185	5	1,171
				3	1,156		
		3	1,149	1	1,144		
				1	1,126		
		4	1,104	10	1,083		
		3	1,087	3	1,067		
				3	1,049		
				3	1,045		
				4	1,034		
				3	1,015		
				1	1,010		

* Анализы выполнены в лаборатории ИГН АН АрмССР, Н. В. Ревазовой.
Условия съемки; УРС-55, Cua, D—57,3, d—0,4.

в плотные породы. Артинит здесь выполняет тонкие трещинки мощностью до 0,5 см. Кроме того он встречен на глубоких горизонтах Шоржинского месторождения хромита в виде тонких прожилков в трещинах плотных серпентинизированных дунитов (Абовян, 1957).

Артинит образует тонконгольчатые, нежные волосовидные пушистые агрегаты с радиально-лучистым строением. Цвет—белый, снежно-белый. Блеск стеклянный. Твердость 2. Уд. вес 2. $Ng = 1,558$, $Np = 1,489$, $Ng - Np = 0,069$. Оптически отрицательный.

Таблица 124

Химический состав артинита	
Окислы	Содерж. в вес. %
SiO_2	1,66
Fe_2O_3	0,25
MnO	0,02
CaO	1,54
MgO	41,35
CO_2	15,25
$H_2O \pm$	30,47
Сумма	90,54

Химический анализ артинита приведен в табл. 124. Анализ выполнен в химлаборатории ИГН АН АрмССР аналитиком А. А. Петросян. Наличие SiO_2 , Fe_2O_3 и CaO , возможно, указывает на наличие примесей, попавших в пробу в процессе ее отбора. Судя

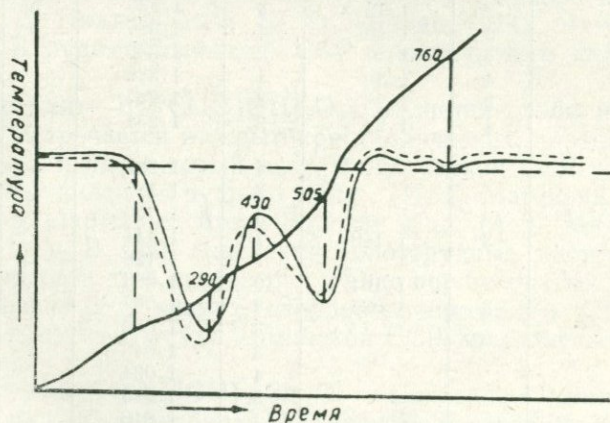


Рис. 76. Кривая нагрева магнетита. Даринское месторождение. По С. Б. Абовяну.

по химическому анализу, состав артинита соответствует его георетической формуле.

Для кривой нагревания артинита (рис. 76), полученной в термической лаборатории ИГЕМ АН СССР, характерны две эндотермические остановки при 290° и 505°С, и намечается третья небольшая остановка при 750°С (Абовян, 1961). По своим термоэффектам исследованный артинит близок к артиниту из Урала (пунктирная линия) (Гинзбург, Рукавишникова, 1951).

Артинит—довольно редкий минерал, отмечен в асбестовых рудниках в Баженовском районе (Урал), в трещинах серпентинизированных дунитов Нижне-Тагильского платиноносного массива, а также в асбестовых рудниках Ломбардин (Италия) и в др. местах. Относится к низкотемпературным гидротермальным минералам, образующимся в трещинках пород в связи с процессом серпентинизации.

Бруньятеллит— $\text{Mg}_6\text{Fe}[\text{OH}]_{15} \cdot \text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Сингония гексагональная.

Встречен в виде тонких прожилков в трещинах дунитов, приуроченных к месторождениям магнезита северо-восточного побережья озера Севан. По внешнему виду и физическим свойствам бруньятеллит похож на ферробрусит, но отличается только более светлой окраской чешуйчатых агрегатов и в соляной кислоте, в отличие от ферробрусита, выделяет пузырьки CO_2 . Спайность местами совершенная. Оптически отрицательный минерал. $N_o=1.542-1.533$, $N_e=1.514-1.510$, $N_o-N_e=0.028-0.030$.

Химический анализ бруньятеллита из Шоржинского массива (графа 1), выполненный в химлаборатории Управления геологии АрмССР, и бруньятеллита из Урала (графа 2, Гинзбург, Рукавишникова, 1961) приведен в табл. 125. Как видно из таблицы, оба минерала сходны по составу. Данные анализа укладываются в следующую формулу: $\text{MgCO}_3 \cdot 3,5\text{Mg}(\text{OH})_2 \cdot 0,8\text{Fe}(\text{OH})_3 \cdot 3,3\text{H}_2\text{O}$.

Бруньятеллит ассоциирует с бруситом, серпентином, ферро-

Таблица 125

Состав бруньятеллитов

Оксиды	Содержание в %	
	1	2
MgO	43.33	43,13
Fe ₂ O ₃	14.25	13,78
Al ₂ O ₃	0.19	—
TiO ₂	сл.	—
CO ₂	10.64	10,41
H ₂ O	31.46	32,90
Сумма	99,87	100,22

бруситом, пироауритом и др. и образовался в результате карбонатизации брусита.

Бруньятеллит был впервые описан в Торре Санта Мария, в долине Маленко, Ломбардия (Италия), затем на Урале. В Армянской ССР он встречен на Шоржинском и Джильском месторождениях магнезита.

Пироаурит — $\text{Mg}_6\text{Fe}_2[\text{OH}]_{16}\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ — Сингония тригональная.

Пироаурит обнаружен среди мелких трещин дунитов и перидотитов, реже — среди разрыхленных участков месторождений магнезита северо-восточного побережья озера Севан.

Таблица 126

Состав пироауритов

Окислы	1	2
MgO	34,75	34,50
CaO	сл.	—
Fe_2O_3	22,38	23,49
CO_2	7,15	7,87
H_2O	33,45	33,92
Сумма	97,73	99,78

Анализ (графа 1) выполнен в химлаборатории Управления геологии АрмССР.

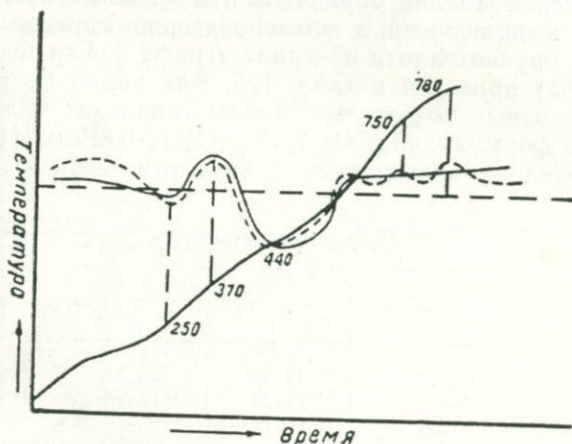
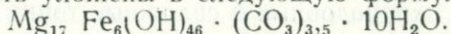


Рис. 77. Кривая нагрева пироаурита. Шоржинское месторождение магнезита. По С. Б. Абовяну.

Образует тонкие прожилки, выполненные тонкочешуйчатым слюдоподобным агрегатом с размерами отдельных чешуек до 3 мм. Цвет золотисто-бурый; блеск—перламутровый. Спайность весьма совершенная. Твердость 2, уд. вес 2,1. В соляной кислоте легко растворяется. Оптически отрицательный, $N_o = 1,567 - 1,570$; $N_e = 1,538 - 1,540$; $N_o - N_e = 0,027 - 0,030$.

В табл. 126 приведен химический состав пироаурита из Шоржинского массива (графа 1) и для сравнения состав пироаурита из Урала (графа 2) (Гинзбург, Рукавишникова, 1951). Как видно из таблицы, по составу оба пироаурита очень сходны. Данные анализа могут быть уложены в следующую формулу:



На рис. 77 приведена кривая нагревания пироаурита, которая аналогична кривой нагревания уральского пироаурита (показана пунктиром) (Гинзбург, Рукавишникова, 1951). Для кривой характерны две резко выраженные эндотермические остановки при 230° и 470°С и слабая остановка при 700°С.

Пироаурит встречается в ассоциации с серпентином, бруситом, артинитом и, по-видимому, образуется в результате карбонатизации железистых разновидностей брусита—ферробрусита в зоне выветривания, за счет CO_2 , растворенного в поверхностных водах.

Пироаурит довольно редкий минерал, встречен в асбестовых рудниках в Баженовском районе на Урале, а также в доломитизированных известняках контактово-метасоматических месторождений в Лонгбан, Нордмарк (Швеция) и др. местах. В Армянской ССР он встречен среди серпентинизированных дунитов Шоржинского месторождения хромита и среди магнезитизированных дунитов Даринского месторождения.

РАЗДЕЛ XI.

СУЛЬФАТЫ

Брошантит— $\text{Cu}_4(\text{OH})_6[\text{SO}_4]$. Теоретический состав: CuO —69,04—70,36%; SO_3 —17,07—18,32%; H_2O —11,03—13,81%. Ромбическая сингония. Образует короткопризматические выделения, прожилковые, почковидные агрегаты, корочки колломорфного строения. Твердость 3,5—4, уд. вес 3,91. Блеск на плоскостях спайности перламутровый. Цвет изумрудно-зеленый до темно-зеленого.

Брошантит установлен (Ш. О. Амирян, 1974) на Меградзорском и Зодском месторождениях золото-сульфидно-теллурических руд, в ассоциации с малахитом, азурином, смитсонитом, церусситом, плюмбоярозитом и пироморфитом, развивающихся по пирит-халькопиритовым и полиметаллическим рудам. Представлен кор-

ками и землистыми массами. Отмечен также на Каджаранском (Е. А. Акопян), Агаракском (М. П. Исаенко), Дастакертском (К. А. Карамян) месторождениях.

В отраженном свете имеет темно-бурый цвет и низкую интенсивность отражения. Характеризуется яркими внутренними рефlekсами зеленого оттенка. Двуетражающий и заметно анизотропный. В составе минерала спектральными и микроспектральными анализами установлены Cu (основа), Fe, Zn, Pb, As, Sb. Имеет гипергенное происхождение. Развивается только в зоне окисления сульфидных руд.

Ярозит— $\text{KFe}_3[\text{SO}_4]_2[\text{OH}]_6$. Сингония тригональная, образует рыхлые землистые охropодобные и сплошные тонкозернистые массы, а также порошковатые налеты, плотные скорлуповатые корочки. Нередко встречаются мелкие ромбоэдрические кристаллы в пустотах трещин измененных туфов и порфиритов, богатых пиритом.

Цвет охряно-желтый, буровато-желтый и коричнево-желтый. Черта желтая, блеск стеклянный, матовый. Излом корочек раковистый. Уд. вес 3,2, твердость 2,8—3,1. Оптически отрицательный, показатели преломления— $\text{Nm}=1,819$; $\text{Nr}=1,714$; двупреломление ($\text{Nm}-\text{Nr}$) довольно высокое—0,0105.

Плеохроирует от светло-золотисто-желтого (по Nr) до соломенно-желтого (по Ng). Минерал растворяется в HCl.

Ярозит относится к одному из распространенных гипергенных минералов зоны окисления ряда железорудных (Базумского, Анкаванского, Цакери-дошского и др.), медно-молибденовых (Каджаранского, Агаракского, Дастакертского, Анкаванского) и других типов рудных месторождений, в которых он образуется при выветривании сульфидов железа, главным образом пирита. Ярозит ассоциирует с лимонитом, гетитом и гидрогематитом.

В отмеченных месторождениях ярозит представлен в виде налетов, тонких корочек и плотных скрытокристаллических масс в приповерхностных частях оруденелых зон, главным образом, в отвалах старых горных выработок.

В медно-молибденовых месторождениях несколько повышенное количество ярозита наблюдается в Центральном и СВ участках Каджаранского месторождения, в пиритизированных измененных порфиритах Ял-Юртского участка Дастакертского и главным образом Анкаванского месторождений.

Химическим анализом* в составе нечистого ярозита Каджаранского месторождения, загрязненного гидроокислами железа, определены следующие компоненты (табл. 127).

* Анализ заимствован у Е. А. Акопян (1960). Анализ выполнен в химической лаборатории ИГЕМ АН СССР, аналитик Т. М. Митюшина (Москва).

Несмотря на некоторые расхождения содержания, приведенных главных компонентов от таковых типичного ярозита (теоретического состава), данные химического анализа исследуемого минерала Каджаранского месторождения подтверждают его принадлежность ярозиту.

На Агаракском медно-молибденовом месторождении Е. А. Акопян (1960) установлен богатый натрием, так называемый, натриязит.

Таблица 127

Химический анализ ярозитов Каджарана и Шоптыкуля

К а д ж а р а н		Ш о п т ы к у л ь	
Компоненты	Данные анализа, в %	Компоненты	Данные анализа, в %
Fe ₂ O ₃	53,41	Fe ₂ O ₃	54,55
SO ₃	26,60	SO ₃	26,78
H ₂ O	14,04	H ₂ O	11,39
Щелочи	не опр.	Na ₂ O	4,70
Сумма	94,05	Сумма	97,42

Халькантит—CuSO₄·5H₂O. Синоним: медный купорос. Теоретический химический состав: CuO—31,8%, SO₃—32,1%, H₂O—26,1%. В виде примесей присутствуют Fe, иногда Zn, Co, Mg (магнoхалькантит).

Сингония триклинная. Блеск стеклянный. Цвет синева-голубой, иногда с зеленоватым оттенком. Твердость 2,5. Весьма хрупкий. Показатели преломления агаракского халькантита, по данным Е. А. Акопян (1960), следующие: Ng=1,544, Nm=1,538, и Nr=1,520, 2V=54°. В воде растворяется, раствор окрашивается в синий цвет.

Обычно халькантит в виде сталактитов с радиально-волокнистым строением или в сплошных массах встречается на стенках старых заброшенных выработок, проведенных в зонах окисления медносульфидных месторождений (Каджаран, Анкаван, Агарак, Дастакерт, Кафан, Алаверди, Шамлуг и др.). На указанных месторождениях изредка наблюдаются также короткопризматические или таблитчатые кристаллы описываемого минерала.

В составе агаракского халькантита, по данным химического анализа (аналитик М. М. Стукалова), установлены (в %): CuO—26,28, SO₃—29,93, H₂O—33,32, R₂O₃—0,20, CaO—0,8, нер. ост. 6,55.

Копиапит—(Fe²⁺, Mg)Fe₄³⁺ [(OH)(SO₄)₂]₂·20H₂O. В копиапите вместо Fe²⁺ часто присутствуют другие катионы: Mg, Al, Mn, Cu, Zn и др.

Сингония триклинная. Цвет серо-желтый, красноватый, фио-

летовый, а блеск стеклянный с жемчужным отливом. Показатели преломления: $N_g=1,575-1,600$; $N_m=1,528-1,550$; $N_p=1,506-1,540$, $N_g-N_p=0,057-0,070$. Колебания показателей преломления несомненно связаны с вариациями состава. Оптически положительный. $2V=45-74^\circ$. Плеохроизм: по N_p —желтовато-зеленый, по N_m —светло-желтый и N_g —сери-желтый. Твердость 2,5. В воде растворяется.

Копиапит в виде рыхлых агрегатов, микросферолитов и тонких налетов вместе с другими сульфатами железа часто встречается в зоне окисления Дастакертского медно-молибденового месторождения. Наличие копиапита, по всей вероятности, обусловлено повышенной пиритизацией Ял-юртского участка месторождения. Повышенная растворимость копиапита в воде является причиной отсутствия его существенных концентраций в зоне окисления Дастакертского месторождения.

Мелантерит— $FeSO_4 \cdot 7H_2O(?)$. Теоретический химический состав: $FeO-25,9\%$, $SO_3-28,8\%$, $H_2O-45,3\%$. Примеси: Mg , Ni , Zn , Cu , иногда Mn .

Сингония моноклинная. Цвет светло-зеленый, изредка темно-серый или серовато-черный. Блеск стеклянный. Оптические константы: $N_g=1,486$, $N_m=1,478$, $N_p=1,471$, $N_g-N_p=0,015$. Оптически положительный. $2V=88^\circ$. Твердость 2,0.

Образуется из пересыщенных сульфатных вод в условиях недостатка кислорода. Незначительные количества мелантерита отмечаются И. В. Баркановым в устьевых частях разведочных штолен Агаракского месторождения.

Алунит— $KAl_3[SO_4]_2[OH]_6$ Синонимы: алуиит или квасцовый камень. Коллоидная разновидность называется левигитом. Теоретический химический состав: $K_2O-11,4\%$, $Al_2O_3-37,0\%$, $SO_3-38,6\%$, $H_2O-13,0\%$.

Богатые окисью натрия разности (когда K_2O наполовину замещен Na_2O) носят название натроалунита. Иногда в коллоидных разновидностях обнаруживаются редкие земли.

Сингония тригональная. Цвет белый с сероватым или желтоватым оттенком. Обычно блеск стеклянный, а иногда перламутровый. Оптически положительный. Показатели преломления: $N_g=1,592$, $N_m=1,572$ (у натроалунита—1,585), $N_g-N_m=0,020$. Твердость 3,5—4. Смоченный раствором азотно-кислого кобальта приобретает синий цвет (реакция на алюминий). В H_2SO_4 растворяется с трудом. В HCl и H_2O нерастворим.

Сероватые или желтоватые тонкозернистые, землистые, иногда волокнистые массы алунита встречаются почти во всех гидротермально измененных зонах месторождений (Каджаран, Агарак, Дастакерт, Кафан и др.).

Образуется за счет щелочных полевых шпатов (алуитизация). Встречается также в некоторых рудоносных жилах и прожилках указанных месторождений.

Ильземанит— $\text{MoO}_3 \cdot \text{SO}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Ильземанит является очень редким минералом зоны окисления медно-молибденовых месторождений. Впервые установлен В. Г. Грушевым на Дастакертском месторождении в виде черных порошковатых налетов. На Чичаглинском месторождении установлен И. Г. Магакьяном. Ильземанит здесь образует налеты чернильного цвета на породах зоны окисления; в результате растворения его вода ручья окрашивается в темно-синий цвет. На Каджаранском месторождении установлен К. А. Карамяном в отвалах штолен в верхних частях месторождения. Образует налеты чернильного цвета на обломках кварц-молибденитовых жил.

Ангидрит— CaSO_4 . Химический состав: CaO —41,2; SO_3 —58,8%. Сингония ромбическая. Цвет минерала белый, обычно бесцветный, однако на Тухутском месторождении отмечается и густо-сиреневый. Блеск стеклянный с перламутровым оттенком. Обычно образует толстотаблитчатые кристаллы. Проявляется в виде зернистых масс, а также шестоватых пластинчатых агрегатов.

Под микроскопом характеризуется высокой интерференционной окраской, Ng —1,614, Nm —1,576, Np —1,571, Ng — Np —0,043. Оптически положительный, $2V$ —42°. Характеризуется отчетливой псевдоабсорбцией.

Ангидрит установлен в рудах ряда месторождений колчеданной и медно-молибденовой формаций.

Из колчеданных месторождений ангидрит широко развит на Кафанском, Шамлугском, Алавердском, Ахталском и Анкадзорском месторождениях. Из месторождений медно-молибденовой формации ангидрит установлен на Каджаранском, Джиндаринском, Шикахохском и Тухутском месторождениях.

Наибольшее развитие ангидрита установлено на Кафанском месторождении, где ангидритовая залежь прослежена на 200 м вдоль Каварт-Джурского и Восточно-Саядашского разломов. По данным В. Г. Грушевого (1930), ангидрит имеет широкое распространение на Алавердском месторождении, где он приурочен к висячему боку Алавердского разлома. О широком развитии гипса и ангидрита на Шамлугском месторождении указывал Н. Я. Монахов, который относил их к гипогенным образованиям, учитывая их глубокое залегание (175 м от поверхности). Ангидрит развит на Анкадзорском месторождении, где образует пологозалегающее линзовидное тело.

На Каджаранском месторождении ангидрит образует жилы и гнезда протяжением 5—7 м при мощности 25—30 см. Участки развития ангидрита и гипса тяготеют к полосе Дебаклинского разло-

ма. На Джиндаринском месторождении ангидрит образует гнездообразные тела мощностью до 30—40 см при длине 3—5 м. В указанных ангидритовых образованиях Каджарана и Джиндары ангидрит обычно тесно ассоциирует с баритом. При этом ангидрит образовался после барита. Тончайшие прожилки ангидрита пересекают веретенообразные кристаллы барита.

Довольно широко развит ангидрит на Техутском медно-молибденовом месторождении, где он образует мощные жилы, прожилки, гнезда крупнокристаллического облика. Размеры отдельных кристаллов ангидрита здесь, по данным А. Т. Асланяна и др. (1980), достигают 5 см.

Среди исследователей нет единого мнения о месте и времени образования ангидрита в гидротермальном процессе указанных месторождений. На Кафанском месторождении Ван-Цзу-Бан и В. Н. Котляр (1957) описали проявления ангидрита с сульфидами—они считают, что сульфиды и ангидрит образовались одновременно. Аналогичной точки зрения придерживается и А. Г. Казарян (1958), который считал, что здесь проявился ангидрит-сульфидный парагенезис. Совершенно отличной точки зрения придерживаются Ю. А. Лейе и Е. А. Афанасьева (1971), которые полагают, что ангидритовая минерализация является пострудной. По данным этих исследователей, кварц-сульфидная минерализация пересекается и раздвигается ангидритом. Такое же расхождение во взглядах относительно времени образования ангидрита и сульфидов сложилось на Каджаранском и Джиндаринском месторождениях.

А. Г. Казарян (1958) описывает пересечение ангидрита прожилками сульфидов. Однако позднее К. А. Карамян и А. С. Фарамазян (1959) в результате более детальных исследований установили, что сульфиды на указанных месторождениях являются более ранними образованиями по отношению к ангидриту. На этих месторождениях ангидритовая минерализация накладывается на сульфиды. Как видно из рис. 78, сульфиды здесь раздроблены и сцементированы ангидритом. Более того, на Каджаранском месторождении позднее образование ангидрита отчетливо устанавливается даже по отношению к самой поздней безрудной карбонатной стадии минерализации.

Таким образом, для Каджаранского и Джиндаринского месторождений четко устанавливается более позднее образование ангидрита как по отношению к сульфидной, так и по отношению безрудной карбонатной минерализации.

Несколько иные возрастные взаимоотношения устанавливаются между сульфидами и ангидритом на Техутском медно-молибденовом месторождении. Здесь, по данным А. Т. Асланяна и др. (1980), проявлены две самостоятельные ангидритсодержащие ми-

неральные ассоциации. Первая ассоциация представлена крупнокристаллическим ангидритом густосиреневого цвета, вторая, очевидно, более поздняя, образует мелкозернистый агрегат прозрачного ангидрита в кварц-ангидрит-пирит-халькопирит-молибденитовой стадии минерализации. Обе эти разновозрастные ассоциации ангидрита являются более ранними по отношению к сульфидам — сульфиды довольно четко пересекают и разрезают выделения ангидрита.

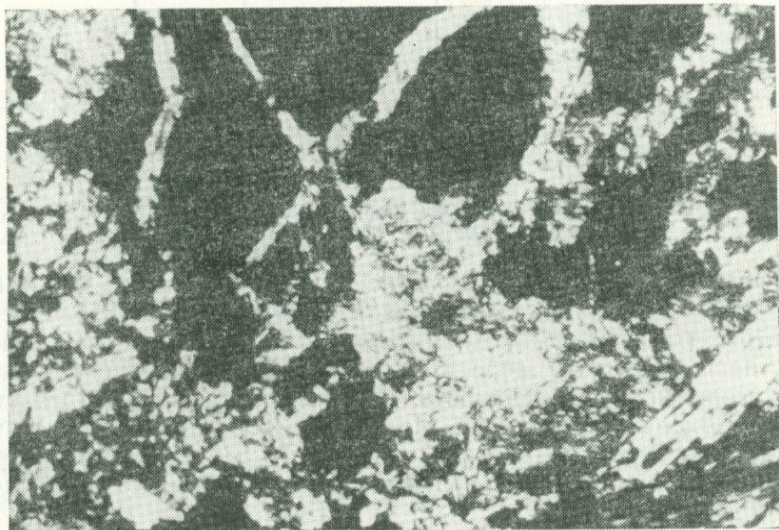


Рис. 78. Взаимоотношения между сульфидами (черное) и ангидритом. Сульфиды раздроблены и сцементированы ангидритом. Прозрачн. шифр, увел. 90, николи +. Месторождение Джиндара. По К. А. Карамяну.

Таким образом, разюмируя описание ангидрита, можно отметить, что ангидритовая минерализация на различных месторождениях проявляется по-разному. Она проявляется как между рудоносными стадиями минерализации (Техут), так и в конце гидротермального процесса (Каджаран, Агарак, Джиндара, Кафан, Алаверди и др.).

Химическим анализом техутского ангидрита установлены следующие компоненты: $\text{CaO}=40,36$, $\text{SO}_3=57,43$ и нераств. остаток— $1,22\%$. Спектральными анализами установлены следующие элементы-примеси: $\text{Mn}-0,0024\%$, $\text{Ti}-0,005\%$, $\text{Mg}-0,024-0,056\%$, $\text{Mo}-0,0032\%$, $\text{Cu}-0,032\%$, $\text{Y}-0,056-0,075\%$, $\text{Yb}-0,0018-0,0032\%$, $\text{La}-0,0013-0,010\%$, $\text{Sr}-0,75-4,2\%$.

Межплоскостные расстояния ангидрита из Техутского месторождения приведены в табл. 128. Расчет параметров элементарной ячейки показал следующие значения: $a_0=6,240 \text{ \AA}$, $b_0=6,984 \text{ \AA}$ и $c_0=7,008 \text{ \AA}$.

Таблица 128

Межплоскостные расстояния ангидрита из Техутского месторождения

l	$d\alpha/n$	l	$d\alpha/n$	l	$d\alpha/n$
10	3,504	4	2,183	5	1,649
2	3,122	4	2,087	2	1,594
5	2,850	3	2,029	4	1,564
2	2,799	3	1,995	3	1,547
4	2,475	2	1,937	3	1,491
6	2,342	4	1,870	3	1,433
7	2,329	2	1,852	3	1,425
6	2,209	10	1,746	4	1,397

Анализ выполнен в рентгеновской лаборатории ИГН АН АрмССР Э. Х. Хуршудян. Условия съемки: ДРОН-2, Соа, скорость сканирования $2^\circ/\text{мин}$.

Гипс— $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Химический состав: CaO —32,5, SO_3 —46,6, H_2O —20,9%. Сингония моноклинная, обычно образует таблитчатые агрегаты, иногда прожилки с поперечно-волокнуистым строением, напоминающим асбест. Имеет характерный шелковистый блеск, совершенную спайность. Цвет гипса белый, встречается также кремовый и розовый. Под микроскопом характеризуется низкой интерференционной окраской: $\text{Ng}=1,530$; $\text{Nm}=1,528$; $\text{Nr}=1,520$; $\text{Ng}-\text{Nr}=0,010$. Твердость гипса низкая—1,5, легко чертится ногтем.

Гипс является характерным минералом некоторых месторождений Армянской ССР. Он установлен на колчеданных, полиметаллических и медно-молибденовых месторождениях.

Из колчеданных месторождений гипс развит на Кафанском, Алавердском, Шамлугском и Анкадзорском месторождениях. Из полиметаллических месторождений он развит на Арманисском и Личквас-Тейском золото-полиметаллических месторождениях; установлен гипс также на Каджаранском и Джиндаринском медно-молибденовых месторождениях. Широко отмечается гипс и на Техутском медно-молибденовом месторождении.

На Кафанском, Шамлугском, Алавердском и Анкадзорском месторождениях гипс образовался вследствие гидратации ангидрита. На Арманисском золото-полиметаллическом месторождении, по данным Р. С. Мовсисяна, гипс является продуктом последней пострудной стадии минерализации и локализуется вдоль Арманисского разлома. Аналогичная картина наблюдается на Каджаранском, Джиндаринском и Техутском медно-молибденовых место-

рождениях. Здесь гипс является продуктом наиболее поздней гипсовой стадии минерализации. На Каджаранском и Джиндаринском месторождениях нередко образует поперечно-волокнистое строение.

Химические анализы гипса из различных месторождений представлены в табл. 129. Спектральным анализом в гипсе Каджаранского месторождения установлены следующие элементы-примеси: $Mn—0,00042\%$, $Ti—0,042\%$, $Mo—0,0013\%$, $Cu—0,00013\%$, $La—0,0042\%$, $Sr—0,0024\%$.

Таблица 129

Результаты химических анализов гипса из различных месторождений
Армянской ССР

Компоненты	CaO	SO ₃	H ₂ O	n/o	Сумма	Автор	Месторождение
Содерж. %	31,94	45,64	20,61	2,42	100,61	А.С. Фарамазян	Каджаран
	33,70	44,50	21,03	—	99,23	К. А. Карамян	Джиндара
	32,00	46,70	20,84	1,21	100,75	Р. С. Мовсеян	Арманис
	31,26	44,34	20,12	3,48	99,20	А.С. Фарамазян	Техут

Образцы гипса из Джиндаринского и Техутского месторождений изучены также рентгенометрическим анализом (табл. 130) которые оказались идентичными с эталоном.

Таблица 130

Межплоскостные расстояния гипса из Техутского месторождения*

I	dz/n	I	dz/n	I	dz/n	I	dz/n
10	7,7	1	2,790	2	2,405	4	1,812
8	4,29	3	2,683	4	2,219	3	1,781
5	3,81	2	2,598	4	2,085	2	1,665
7	3,140	1	2,537	4	2,077	4	1,622
9	3,067	2	2,497	5	1,900	1	1,585
4	2,873	2	2,453	3	1,882	1	1,534

* Анализ выполнен в рентгеновской лаборатории ИГН АН АрмССР Э. Х. Хуршудян. Условия съемки: ДРОН-2, Соа, скорость сканирования 1°/мин.

Барит— $BaSO_4$. Природный сульфат бария, обладает большим удельным весом, является главным и наиболее распространенным бариевым минералом.

Химический состав барита согласно теоретической формуле: $BaO—65,7\%$, $SO_3—34,3\%$. Минерал в виде изоморфной примеси

часто содержит Sr и Ca, изредка Pb. Кроме того, отмечаются примеси Fe_2O_3 , глинистого и органического вещества.

Кристаллизуется в ромбической сингонии. Кристаллы барита обычно имеют таблитчатую форму; реже встречаются призматические, столбчатые (рис. 79) и изометрические кристаллы. Характерны полисинтетические двойники по (201), (011). Агрегаты барита обычно зернистые, иногда плотные, землистые, скрытокристаллические. Встречаются также в виде шаровидных и эллипсоидальных конкреций с радиальнолучистым строением.

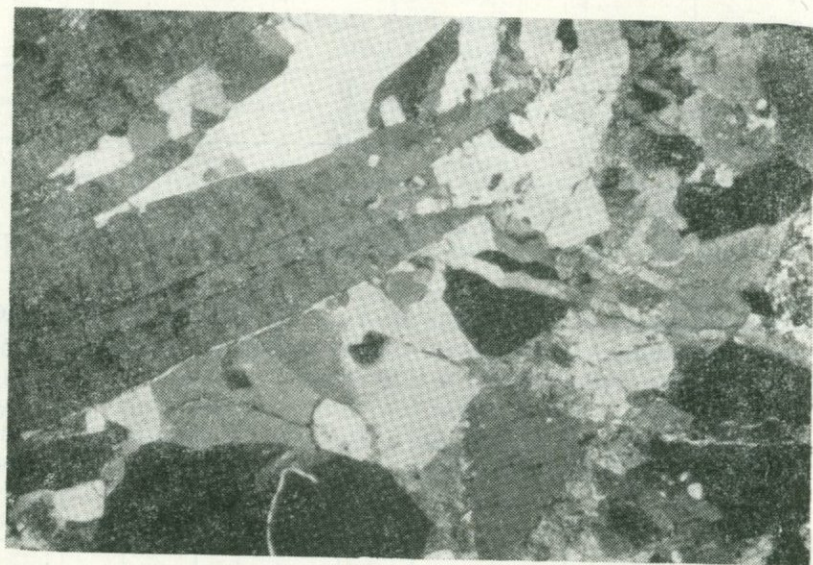


Рис. 79. Кристаллы барита в ассоциации с низкотемпературным кварцем. Прозр. шлиф, увел. 90, николи +. Месторождение Джиндара. По К. А. Ка-
рамян.

Цвет барита большей частью обусловлен наличием в нем посторонних примесей и бывает белым или серым, красным, желтым или бурым, темно-серым и черным; встречаются также бесцветные прозрачные кристаллы барита, используемые в качестве оптического сырья. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности {010} перламутровый. Показатели преломления: $N_g=1,648$, $N_m=1,637$ и $N_p=1,636$.

Твердость барита 3—3,5. Хрупок. Спайность по {010} совершенная, по {201} средняя и по {001} несовершенная. Удельный вес колеблется в пределах от 3,0 до 4,4.

Баритовые месторождения и проявления в пределах Армянской ССР известны в Туманянском, Ноемберянском, Шамшадинском, Красносельском, Гугаркском, Разданском районах.

Барит образует как самостоятельные жильные месторождения (Акоринское, Алавердское, Ахпатское, Каринджское, Учкилисинское, Кохбское, Котигюхское, Арчикохерское, Ттуджурское и др.), так и встречается в виде минерала-спутника (слагает рудные тела) или жильного минерала в колчеданной (Ахтала, Шамлуг, Алаверди, Кафан), медно-молибденовой (Каджаран, Джиндара и др.), полиметаллической (Погаанк, Газма, Азатек, Ариндж, Барцраван), золоторудной (Зод и др.), марганцевой (Кармрашен, Кабахлу и др.) формациях.

Наиболее значительные скопления барита связаны с рудами колчеданной (колчеданно-полиметаллической) формации. Так, например, на Ахталском месторождении барит тесно ассоциирует с полиметаллами и образует самостоятельные залежи.

В рудах медно-молибденовой формации, по данным Г. О. Пиджяна, «барит встречается очень редко и установлен только на Джиндаринском месторождении в ассоциации с карбонатами». Как отмечает К. А. Карамян, на Каджаранском медно-молибденовом месторождении барит является одним из нерудных минералов и формируется в ангидрит-гипсовую стадию минерализации. В тесном сращении с ангидритом барит образует кристаллы сложной формы или прожилки, секущие карбонатные образования.

По Ш. О. Амиряну, в рудах золоторудной формации барит играет весьма подчиненную роль; в незначительных количествах фиксируется, в частности, в кварц-карбонатных жилах Зодского месторождения.

подавляющая часть баритовых месторождений и проявлений приурочена к вулканогенным и вулканогенно-осадочным образованиям юрского возраста. Все известные скопления барита по условиям образования относятся к гидротермальному типу.

Наиболее крупные—Учкилисинское и Ахталское месторождения барита находятся в Алавердском рудном районе. Следует отметить, что Учкилисинское жильное месторождение полностью отработано, а на Ахталском месторождении в настоящее время барит разрабатывается попутно с добычей полиметаллической руды. В небольшом количестве в качестве нерудного минерала барит присутствует на Шамлугском и Алавердском медноколчеданных месторождениях.

Вопросы условий образования барита в различных рудных формациях, источника его серы, времени отложения и положения в рудном процессе все еще остаются спорными. Однако, по мнению большинства исследователей, сульфаты, в том числе и сульфат бария, в гидротермальных месторождениях образуются в за-

ключительные стадии процесса рудоотложения, в результате окисления сульфидных ионов и повышения концентрации сульфат-иона в растворе.

На Акоринской группе месторождений баритовая минерализация слагает жилы, которые имеют преимущественно северо-западное и близмеридиональное простирание; мощность их колеблется в пределах от 0,2 до 0,4 м. Жилы по составу почти мономинеральные и сложены обычно крупнокристаллическим баритом молочно-белого цвета с подчиненной ролью кварца, количество которого с глубиной на некоторых участках возрастает. Кроме барита, кварца и карбоната в жильной массе изредка встречается вкрапленность рудных минералов, в основном сульфидов: халькопирита, халькозина, пирита, галенита, сфалерита, блеклой руды, а из вторичных минералов присутствуют малахит и азурит. Среднее содержание сернокислого бария в жильной массе Акоринской группы месторождений составляет около 80%. По данным Г. А. Синяна, результаты химических анализов проб, отобранных по жилам отдельных участков Акоринской группы баритовых месторождений, приведены в табл. 131

Таблица 131

Наименование участков и номера жил		Содержание в %				Удельный вес
		BaSO ₄	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	
Акоринский участок	Жила № 1	81,7	2,0	1,6	1,1	4,0
	Жила № 2	79,4	1,9	0,9	1,0	4,3
Кондский участок	Жила № 3	83,6	4,5	0,9	1,9	3,9
	Жила № 4	72,8	6,5	0,4	0,6	4,0
Голерский участок	Жила № 1	77,1	2,4	1,8	сл.	4,1
	Жила № 2	67,4	0,7	0,4	0,1	4,1
Бердзенидзорский участок	Жила № 1	90,6	1,0	0,3	0,4	4,2
	Жила № 2	83,8	4,8	0,7	1,1	3,8
	Жила № 3	66,7	25,8	1,5	1,8	3,4
Далакидзорский участок		71,7	23,1	1,4	1,4	3,8
Джейраноглинский участок	Жила № 1	86,1	7,2	1,1	1,8	
	Жила № 2	92,5	2,4	0,5	2,0	
	Жила № 4	95,5	1,7	1,3	1,5	4,0
	Жила № 5	85,6	7,4	1,8	1,7	4,0
Урутский участок						
Татидзорский участок	Жила № 1	87,0	12,0	0,8	0,2	3,9
		74,7	21,0	1,8	1,4	4,0

Как видно из таблицы, содержание сернокислого бария на отдельных участках и жилах Акоринской группы месторождений колеблется в пределах от 67 до 95,5%, а содержание кремнезема—в более широких пределах—от 0,7 до 25,8%.

На Учкилисинском месторождении барит вместе с кварцем составляет жилы мощностью от 0,5 до 1,5 м. В жильной массе барит образует линзы, прожилки и гнезда или скопления с брекчиевидной текстурой. Учкилисинский молочно-белый барит отличается высоким качеством, представлен хорошо ограненными таблитчатыми кристаллами, обладающими совершенной спайностью и невысокой твердостью. Основным спутником барита является кварц, который в заметных количествах фиксируется в жильной массе; в качестве примесей присутствуют кальцит, реже вкрапленность халькопирита.

Результаты химических анализов учкилисинского барита, по данным Л. Поклета и М. Ладан, приведены в табл. 132.

Таблица 132

№ жил	С о д е р ж а н и е в %				Удельный вес
	BaSO ₄	CaO	Fe ₂ O ₃ +Al ₂ O ₃	SiO ₂	
1	63,7—95,0	0,01—8,9	0,2—5,5	1,8—20,7	3,8—4,3
2	61,6—88,2	0,2—5,9	1,9—5,1	3,2—12,7	3,3—4,4
4	81,8—90,0	0,2—0,5	1,5—6,8	4,2—9,2	3,8—4,0
5	69,3—81,8	0,07—0,1	4,0—5,0	7,8—11,6	3,8—3,9

Баритовое оруденение на Ахтальяском месторождении представлено барит-полиметаллическими телами, залегающими в виде плоских пологопадающих линз и гнезд, мощностью 1—3 м (в раздувах до 12 м), в контакте вмещающих кварцевых дацитовых порфиров с покровной толщей андезитовых порфиров, непосредственно над полиметаллическими рудами. По имеющимся данным, на месторождении известны два собственно баритовых и девять барито-полиметаллических рудных тела.

В вертикальном разрезе (сверху вниз) непосредственно под покровными андезитовыми порфирами расположена баритовая залежь, которая книзу резко переходит в массивную полиметаллическую руду, а последняя, в свою очередь, с глубиной постепенно сменяется прожилково-вкрапленным оруденением того же—полиметаллического состава.

По окраске на месторождении различают белые, серые, розовые, красные, лилово-красные, темно-буро-красные разности барита. Темные разности барита широко развиты в висячем боку

рудных тел в контакте с глиной трения, развитой под покровными андезитовыми порфиритами. Окраска его обусловлена присутствием в нем дисперсной вкрапленности окислов и гидроокислов железа. Наличие пигментирующего вещества в красном барите отчетливо устанавливается под микроскопом. По мере удаления от контакта красный барит постепенно через розово-серые разности переходит в серый барит. В зависимости от содержания Fe на Ахтальском месторождении выделяются железистые, маложелезистые, и почти безжелезистые разности.

Судя по взаимоотношениям с сульфидными минералами, барит выделяется позже них, в одну из завершающих рудный процесс—баритовую стадию минерализации.

Полиметаллические руды пересечены прожилками темноокрашенного барита, а последние в свою очередь, прожилками белого барита и карбоната. Сульфиды разрезаны и замещены темным баритом, который содержит в себе разрезанные обломки пирита, сфалерита, галенита, и халькопирита. Особенно тесны взаимоотношения агрегатов пирита с баритом. Эти взаимоотношения, а также наличие секущих прожилков белого барита в массе красного барита дали основание некоторым исследователям выделить ранние и поздние бариты и считать их продуктами различных этапов рудоотложения. По этим представлениям ранний барит по времени образования занимает промежуточное положение между серноколчеданной и полиметаллической стадиями минерализации, в то время как прожилки позднего белого барита пересекают как ранний барит, так и полиметаллические руды. На этом основании делается вывод о двух этапах гидротермальной деятельности на месторождении и, следовательно, о появлении барита в конечных стадиях обоих этапов. Однако все эти объяснения недостаточно обоснованы и остаются спорными. До сих пор никем и нигде не установлены признаки перерыва между двумя «этапами» рудообразования и не объяснены причины, приведшие к резкому изменению окислительно-восстановительного потенциала рудоносных растворов и появлению сульфата (барита) между двумя сульфидными стадиями минерализации.

По данным спектрального анализа, в окрашенных и совершенно белых баритах фиксируются почти одинаковые содержания элементов-примесей: Sr 1—3%, Ti, V, Cu, Pb, Zn 0,01—0,03%, Ag 0,001—0,003%. Содержание Fe возрастает от светлых к темноокрашенным разностям.

По данным К. М. Мурадяна, на Мец-блурском проявлении в Шамшадинском рудном районе баритовое оруденение представлено жильными, линзообразными, гнездообразными и брекчиевидными рудными телами.

Цвет барита молочно-белый, реже розовый и кремовый. Пока-

затели преломления: $N_g=1,642$, $N_p=1,638$. Барит массивный, сложен из крупнопластинчатых, таблитчатых, реже мелкозернистых агрегатов. Температура гомогенизации газовой-жидких включений в барите равна $180-220^\circ$.

Барит мономинеральный, изредка содержит вкрапленность сульфидов: халькопирита, сфалерита, галенита, пирита и др.

Целестинобарит— $(Ba, Sr)SO_4$. Целестинобарит описан К. А. Караманом и А. А. Авакяном (1978) для грейзеновых образований с. Аревис.

Сингония ромбическая, проявляется в виде пластинчатых кристаллов. Целестинобарит бесцветен, блеск стеклянный. Оптические константы: $N_g=1,630-1,631$; $N_p=1,621-1,622$, $N_g-N_p=0,009$, оптически положительный: $2V=+38^\circ$.

Химический анализ чисто отобранного целестинобарита показал следующее содержание окислов (табл. 133).

Таблица 133

Окислы	BaO	SrO	SO ₃	R ₂ O ₃	Сумма
Содержание в %	61,64	2,62	35,78	0,101	100,14

Кристаллохимическая формула: $(Ba_{0,94}Sr_{0,06})SO_4$.

Как видно из таблицы, в описываемом минерале установлено повышенное содержание стронция.

Минерал изучен рентгеновским анализом на дифрактометре УРС-50 ИМ на железном неотфильтрованном излучении со скоростью сканирования 1° в минуту.

Рассчитанные Э. Х. Хуршудян все три параметра элементарной ячейки из Аревисского месторождения составляют: $a_0=8,856 \pm 0,003$ Å; $b_0=5,448 \pm 0,003$ Å; $c_0=7,128 \pm 0,003$ Å.

Таким образом, элементарная ячейка целестинобарита оказалась меньше, чем элементарная ячейка барита; это, естественно, обусловлено изоморфной примесью стронция, радиус которого по В. Гольдшмидту, (1,27 Å), меньше, чем у бария (1,43 Å).

Образование целестинобарита в грейзенах района с. Аревис обусловлено по Д. С. Коржинскому, кислотно-щелочной дифференциацией растворов, в наиболее ранние стадии происходит формирование грейзенов, а в конце процесса из растворов, обогащенных щелочными компонентами вмещающих пород, осаждается целестинобарит.

РАЗДЕЛ XII. СИЛИКАТЫ

Хризоколла— $\text{CuSiO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ($n \sim 2$). Теоретический состав: CuO —45,2, SiO_2 —34,2 и H_2O —20,5%. Минерал криптокристаллический.

Хризоколла является довольно редким минералом зоны окисления медно-молибденовых месторождений. Достоверно установлена только на Каджаранском и Агаракском месторождениях.

Минерал описан С. А. Мовсесяном и Е. А. Акопян (1960), а также С. А. Мовсесяном и М. П. Исаенко (1974). На Агаракском месторождении упоминается И. В. Баркановым.

К. А. Карамяном хризоколла установлена на нескольких участках Каджаранского месторождения. В районе проявления хризоколлы вмещающие породы характеризуются интенсивной выщелоченностью и, помимо этого, присутствием малахита. Хризоколла наблюдается в виде небольших по мощности корок, тончайших прожилков и налетов на стенках трещин. Обычно ее агрегаты имеют бугорчатую поверхность. В некоторых случаях, по данным Е. А. Акопян, хризоколла характеризуется опаловидным строением и имеет раковистый излом. В ряде случаев при заполнении отдельных пустот имеет колломорфное строение. Цвет минерала меняется от голубого до светло-зеленого и белого.

Ниже, в табл. 134 приведен химический состав хризоколлы.

Таблица 134

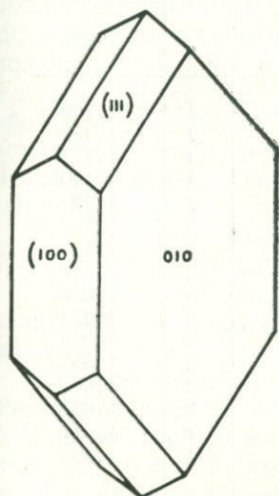
Окислы	SiO_2	CuO	Fe_2O_3	Al_2O_3	H_2O	Сумма	Аналитик	Автор
Содерж. в %	33,5	40,70	1,11	5,45	20,38	101,14	О. Степанян	М.П. Исаенко

Спектральным анализом в хризоколле из Агаракского месторождения установлены следующие элементы-примеси (в %): $\text{Si} \gg 10$ ($\sim 27,5$), Al —3,85, Mg —0,4, Ca —0,9, Fe —0,7, Na —0,23, K —0,3, Mn —0,044, Ni —0,00026, Co —0,0006, Ti —0,035, V —0,004, Cr —0,0037, Mo —0,018, Zr —0,0047, $\text{Cu} \gg 10$ ($\sim 42,0$), Pb —0,0012, Ag —0,00011, Zn —0,015, Sn —0,00019, Ga —0,00024, Y —0,0014, Yb —0,00032, Ba —0,008, P —0,027, Be —0,0004, Sc —0,00085, B —0,0008.

Стеллерит— $\text{Ca}(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{Si}_7\text{O}_{18} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Описан для медно-молибденовых месторождений К. А. Карамяном (1967) и подтвержден химическим (табл. 135) и рентгеноструктурным (табл. 136) анализами.

Стеллерит установлен на Тейском золото-сульфидном месторождении, где образует небольшие прожилки и налеты на трещи-

нах. В прожилках отмечаются хорошо сформировавшиеся кристаллы. В пустотах отмечаются друзы кристаллов таблитчатого габитуса (рис. 80). На стенках трещин образует налеты радиально-лучистого строения. В поперечнике такие сферолиты достигают 1,0—1,5 см.



Стеллерит имеет белый цвет, прозрачен, блеск стеклянный. Уд. вес 2,12. Показатели преломления стеллерита при 20° иммерсионной жидкости, проверенные на рефрактометре: $n_p=1,489$, $n_g=1,492$. Химический анализ тейского стеллерита приведен в табл. 135.

Расчетная формула стеллерита из Тейского месторождения имеет следующий вид:

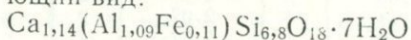


Рис. 80. Кристалл стеллерита из Тейского месторождения. По К. А. Карамяну.

Таблица 135

Окислы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	H ₂ O	Сумма	Автор	Аналитик
Содерж. в %	56,72	16,25	0,24	8,36	18,33	99,90	К.А Карамян,	Т. Т. Авакян

Гранаты. Общая формула— $\text{A}_3\text{B}_2[\text{SiO}_4]_3$. Представляют собой сложные, главным образом, трехкомпонентные силикаты, иногда состоящие из четырех, пяти и даже шести компонентов, где А может быть Fe^{2+} , Mn^{2+} , Ca, Mg, а В— Fe^{3+} , Al^{3+} , а также Cr^{3+} , Mn^{3+} и Ti^{4+} . К так называемым конечным членам изоморфной серии гранатов (трехкомпонентным) относятся альмандин,grossуляр, андрадит, спессартин, пироп и уваровит, среди которых большое разнообразие минеральных видов имеют гранаты альмандинового и андрадитового рядов.

На основании анализа литературных данных и многолетних исследований установлено, что гранаты широко развитые на территории Армянской ССР, в основном представлены андрадитовым и grossуляр-андрадитовым составом, относятся к уграндитной груп-

пе* по классификации Винчелла и имеют контактово-метасоматическое (скарновое) происхождение.

Таблица 136

Межплоскостные расстояния стеллерита

I	dz/n	I	dz/n	I	dz/n	I	dz/n
10	10,17	3	2,56	8	1,590	1	1,200
10	8,94	2	2,45	8	1,558	1	1,190
3	5,31	3	2,35	1	1,522	1	1,179
3	5,18	2	2,31	1	1,500	1	1,170
7	4,67	2	2,27	1	1,469	2	1,133
5	4,48	2	2,22	4	1,447	2	1,126
4	4,23	2	2,12	2	1,413	1	1,115
10	4,05	2	2,10	2	1,393	2	1,108
4	3,74	4	2,07	2	1,381	3	1,093
4	3,49	4	2,04	4	1,363	3	1,074
4	3,41	3	1,900	1	1,337	3	1,069
5	3,35	1	1,860	1	1,318	2	1,057
5	3,18	3	1,827	5	1,302	3	1,045
9	3,01	2	1,815	5	1,277	3	1,031
2	2,87	3	1,787	5	1,259	4	1,014
1	2,83	3	1,733	4	1,241	4	1,406
7	2,79	3	1,675	2	1,230		
1	2,73	3	1,647	1	1,208		

Лаборатория ИГЕМ АН СССР. Условия съемки: Fea—излучение, D=57,3, d=0,6.

Поскольку в составе рудоносных скарнов главным нерудным минералом является гранат андрадитового иgrossуляр-андрадитового изоморфного ряда, то ниже приводится его краткая минералого-геохимическая характеристика.

Андрадит— $\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$. Сингония кубическая, чаще всего образует сплошные зернистые массы, а также ромбододекаэдрические (110), тетрагон-триоктаэдрические (211) кристаллы и их комбинационные формы.

Цвет андрадита разный: светло-коричневый, темно-коричневый, красновато-бурый, темно-бурый, мутно-зеленый, прозрачно-зеленый и т. д. Такое разнообразие обусловлено изменением состава, присутствием и содержанием тех или иных элементов-примесей (Fe^{2+} , Mn, Cr, Ti) и генетических условий образования.

* Гранаты конечных членов изоморфной серии Винчеллом подразделяются на две группы—пиральспиты (пироп, альмандин, спессартин) и уграндиты (уваровит, андрадит, grossуляр).

В шлифе почти бесцветный с едва заметным желтоватым или розоватым оттенками.

Оптически изотропен, иногда проявляет заметную анизотропию, выражающуюся в разновременном зональном угасании при повороте столика микроскопа и секториальным двойникованием с общей вершиной в центре кристалла. Спайность не обнаруживается, поверхность шагреневая, зерна андрадита иногда слегка разложены и разбиты тонкими разноориентированными трещинками. Уд. вес 3,74; тв. 6,9. Излом неровный, блеск стеклянный на монокристаллах, жирный на мелкозернистых сплошных массах. Значение N в зависимости от состава, т. е. содержания гроссуляровой молекулы колеблется в широких пределах—от 1,792, до 1,912 (см. табл. 137).

Стандартные реактивы не действуют, кроме HCl , в последнем растворяется с трудом и очень медленно.

Андрадит встречается в парагенезисе с магнетитом, актинолитом, эпидотом, кальцитом, роговой обманкой, хлоритом и др. минералами.

Проведенными исследованиями (оптическое, химическое, рентгеноструктурное, спектральное) гранатов из различных железорудных месторождений и проявлений Армянской ССР выяснилось, что они относятся к гроссуляр-андрадитовому изоморфному ряду, с преобладанием андрадитовой молекулы вплоть до почти чистого андрадита.

Результаты пересчетов анализов на миалы показали, что самое низкое содержание андрадитовой молекулы (44,42—48,79%) у гранатов—из Анкаванских гранат-эпидотовых железорудных скарнов, а высокое (86,11—93,64%)—из гранат-пироксеновых железорудных скарнов Базумского месторождения и Моллакишлякского проявления. Максимальное количество андрадитового компонента (94,20%) содержит гранат из гидротермально-метасоматически измененных андезит-дацитов Абовянского месторождения магнетит-апатитовых руд.

Гранаты из гранатовых железорудных скарнов Ахавнадзорского месторождения по содержанию андрадитовой молекулы занимают среднее положение между вышеохарактеризованными гранатами. Андрадитовые молекулы в них составляют 51,05—66,00%, а гроссуляровые—21,68—40,34%.

Гранаты из скарнов бассейна р. Гехи относятся к гроссуляр-андрадитовому ряду с резким преобладанием андрадитового компонента. Содержание последнего колеблется от 54,3 до 96,2%, в среднем 77,2% из пяти анализов, а гроссулярового компонента этих же гранатов варьирует в пределах 0,2—37,6%, в среднем 14,2%.

Как видно из результатов полуколичественных спектральных анализов (табл. 138), в составе всех гранатов из железорудных

Химические анализы и миналы гранатов в скарнах и метасоматически измененных породах железорудных месторождений Армянской ССР

№ № проб. Окислы	100/64		201/77		Г—15/65		14		М—2/5		2520/73		19/71		12/71		681*)	
	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	38,00	632	37,64	621	35,10	580	36,06	596	38,22	636	35,80	596	35,13	585	36,45	603	37,20	621
TiO ₂	0,23	003	0,20	002	0,26	003	0,23	003	0,19	002	0,09	001	0,23	003	0,21	003	0,60	008
Al ₂ O ₃	12,54	123	9,88	096	10,61	105	7,61	074	5,69	056	0,69	007	2,89	028	1,24	012	1,15	011
Fe ₂ O ₃	16,87	106	20,33	127	16,98	107	19,40	121	23,24	146	28,85	181	26,50	166	29,56	184	23,12	145
FeO	1,43	145	1,43	020	1,87	026	2,01	028	1,14	016	0,32	005	1,43	020	0,43	006	0,34	005
MnO	0,22	003	0,28	004	0,70	010	2,28	032	0,51	007	0,48	007	0,62	009	0,44	006	0,04	001
CaO	28,52	509	30,59	541	32,62	585	31,85	564	30,22	539	32,87	586	31,32	556	30,99	549	31,37	562
MgO	0,83	021	н. о.	—	0,73	018	0,99	023	0,88	022	0,60	015	0,62	015	0,48	012	1,18	030
H ₂ O—	0,11	—	н. о.	—	н. о.	—	0,11	—	—	—	н. о.	—	0,03	—	0,09	—	0,10	—
П.п.п.	0,36	—	н. о.	—	0,15	—	0,01	—	0,32	—	0,30	—	0,03	—	0,20	—	2,00	—
Na ₂ O	н. о.	—	0,06	001	0,17	003	0,15	002	0,15	002	н. о.	—	0,27	004	0,40	007	2,30	037
K ₂ O	0,28	003	0,32	003	0,17	002	н. о.	—	н. о.	—	н. о.	—	0,80	008	0,07	001	0,18	002
Сумма	99,39		100,73		99,36		100,70		100,56		100,02		99,87		100,56		99,58	

* Анализ граната (№ 681) Абовянского железорудного месторождения заимствован у Л. Б. Саруханян.

М и н а л ы в %

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Анрадиид	44,42		48,79		51,05		66,00		70,78		89,71		86,11		93,64		94,20	
Гроссуляр	33,70		47,08		40,34		21,68		22,55		7,09		6,90		2,18		0,93	
Спессартин	0,26		0,77		1,40		4,70		1,29		1,04		2,58		1,04		0,1	
Альмандин	20,32		3,35		3,80		3,82		2,04		0,10		3,02		1,04		0,16	
Пироп	0,71		—		3,00		3,70		3,33		2,13		1,29		2,08		4,64	
					С. Чаталян ИГН АН Арм. ССР		З. Ш. Гаспарян ИГН АН Арм. ССР				Н. Еганян ИГН АН Арм. ССР				З. Ш. Гаспарян ИГН АН Арм. ССР		А. Г. Петросян ИГН АН Арм. ССР	
Аналитик Лаборатория																		
N	1,792		1,812		1,836		1,864		1,869		1,879		1,872		1,885		1,912	

Наименование проб: № № 100/64 и 201/77—гранатовые скарны Анкаванского железорудного проявления; № № Г—15/65 и 14—гранатовые скарны из Ахавнадзорского железорудного месторождения; № М—2/5—гранатовый скарн из Шишкертского железорудного проявления; № 2520/73—гранатовый скарн из Моллакишлакского железорудного проявления; № 19/71 и 12/71—гранатовые скарны из Базумского железорудного месторождения; № 681—гранатовый скарн из измененных андезитовых порфиров Абовянского магнетит-апатитового месторождения.

скарнов кроме главных элементов (Si, Ca, Al, Fe, Mg, Mn), слагающих основные компоненты изоморфного ряда, характерными и постоянно присутствующими элементами-примесями являются Ti, Co, Zn, Cu, Ga, Ba, Sn; часто присутствуют Cr, Sc, Zr, V, Ni.

Спектральные анализы двух проб гранатов Моллакишлакского проявления показали 0,0032% W, 0,00032% Pb и 0,0000056% Ag; в единичных пробах Анкаванского проявления 0,0001% Yb и 0,001% Ge, в одной пробе гранатов Ахавнадзорского месторождения 0,001% La и 0,00042% Nb.

Образование гранатов андрадитового и грюссляр-андрадитового составов в скарнах железорудных месторождений связано с контактово-метасоматическими процессами, происходящими в результате взаимодействия умеренно-кислых верхнеозоеновых гипабиссальных гранитоидных интрузий и карбонатных (известняков, мергелистых известняков верхнего мела), а также алюмосиликатных пород. Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. допускают, что в контактово-метасоматических процессах андрадит может образоваться в условиях привноса SiO_2 и Fe_2O_3 по следующей реакции: $3\text{CaCO}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + 3\text{SiO}_2 \rightarrow \text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 3\text{CO}_2$.

Наряду с рассмотренными гранатами скарнового генезиса на территории нашей республики Ю. А. Араповым и Б. М. Мелик-сетяном выделяются еще три генетических типа гранатов: контактово-метаморфические (приуроченные к контакту кислых пород с основными метаморфическими сланцами), регионально-метаморфические—в кристаллических сланцах и магматических, приуроченные к интрузивам щелочных, частью основных пород. Эти генетические типы гранатов имеют ограниченное развитие и распространение по сравнению с гранатами скарнового происхождения.

Уваровит— $\text{Ca}_3\text{Cr}_2[\text{SiO}_4]_3$. Сингония кубическая. Обнаружен среди хромитовых руд Шоржинского, Бабаджанского и Джанахмедского месторождений на северо-восточном побережье озера Севан как минерал-спутник хромитовых руд. Образует тонкие (до 4 мм) прожилки и неправильные включения, реже асбестовидные прожилки с параллельно-волокнистым строением в рудах хромистого железняка. Прожилки и включения сложены плотными, реже—зернистыми массами.

Спайность отсутствует, редко несовершенная по 110. Твердость 6,9, хрупок. Уд. вес 3,50. Цвет изумрудно-зеленый, блеск жирный, стеклянный. Оптически изотропный, $N=1,872$.

Теорет. состав (в %): CaO —33,5, Cr_2O_3 —30,6, SiO_2 —35,9; из примесей присутствуют Na_2O , K_2O , V_2O_5 , ZrO_2 , P_2O_5 и др. Химический анализ уваровита из Шоржинского месторождения хромистого железняка приведен в табл. 139. В составе уваровита, по-видимому, Fe^{3+} и Al^{3+} изоморфно замещают Cr^{3+} вследствие чего содержание последнего низкое.

Полуколичественные спектральные анализы* гранатов из
железородных скарнов Армянской ССР, в %

	12/7	12 ^a /71	14	201	250/73	2525/73
Si	>7,5	>10	>10	>10	>10	10
Al	1,3	0,56	10	4,2	0,18	1,8
Mg	0,18	0,24	0,24	0,1	0,13	0,42
Ca	>10	>10	>10	>10	>10	>10
Fe	>10	>10	>10	>10	>10	>10
Na	0,042	0,018	0,0075	0,075	—	—
Mn	0,42	0,75	0,42	0,18	3,2	4,2
Ni	0,0013	0,0018	0,001	0,00075	—	—
Co	0,00024	0,00042	0,0001	0,00013	0,0001	0,00056
Ti	0,024	0,032	0,032	0,01	0,056	0,075
V	0,0024	0,0024	0,0024	0,0024	—	—
Cr	0,0032	0,0042	0,0032	—	—	—
Zr	0,001	0,001	0,0056	0,00056	0,0032	0,0032
Cu	0,024	0,024	0,00056	0,024	0,0056	0,0018
Zn	0,01	0,0075	0,0075	0,0042	—	—
Ga	0,00042	0,00056	0,00042	0,0013	0,0018	0,00056
Y	0,00024	0,00056	0,0001	0,00024	—	—
Ba	0,018	0,018	0,018	0,018	0,024	0,024
Sc	0,0001	0,00013	0,00024	—	—	—
Sn	0,0024	0,0024	0,0013	0,0013	0,0013	0,00018

* Анализы выполнены в спектральной лаборатории ИГН АН АрмССР М. Я. Мартиросяном.

Уваровит образовался в постмагматическую (пневмато-гидротермальную) стадию в процессе серпентинизации ультрамафитов и метаморфизма хромшпинелидов. Необходимый для его образования хром был заимствован из хромшпинелидового вещества.

Таблица 139

Химический состав уваровита

Окислы	Уваровит	Окислы	Уваровит
SiO ₂	36,75	MgO	5,52
TiO ₂	0,16	CaO	31,34
Al ₂ O ₃	2,10	Na ₂ O	0,13
Cr ₂ O ₃	13,44	K ₂ O	0,13
Fe ₂ O ₃	9,98	H ₂ O	не обн.
FeO	0,74	П.п.п.	0,57
MnO	не обн.	Сумма	160,86

Анализ выполнен в химической лаборатории ИГН АН АрмССР Бозояном О. А.

Практического значения уваровит в Армянской ССР не имеет. Скаполит— $\text{Na}_4[\text{AlSi}_3\text{O}_8]_3\text{Cl} \cdot \text{Ca}_4[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]_3[\text{SO}_4, \text{CO}_3]$, по гречески означает столбчатый камень, что, очевидно, было обусловлено формой кристаллов этого минерала. Сингония тетрагональная, образует длинно-призматические и столбчатые кристаллы, а также неправильные зернистые агрегаты. Цвет скаполита белый и зеленовато-серый (в скарнах), бесцветный (в измененных андезитовых порфиритах), блеск стеклянный, тв. 5,6; излом раковистый, неровный, уд. вес 2,7. Спайность несовершенная по (110).

В проходящем свете скаполит прозрачный, бесцветный, иногда окрашен в светло-зеленоватые, светло-голубоватые тона.

Оптически одноосный, удлинение отрицательное, погасание прямое, двойникование не обнаруживается.

Показатели преломления скаполита, измеренные на многочисленных зернах, довольно близкие и колеблются в пределах: $N_o = 1,552—1,562$, $N_e = 1,545—1,556$, $N_o - N_e = 0,007—0,016$ (скаполиты Базумского месторождения).

Скаполиты Абовянского железорудного месторождения отличаются несколько более низкими значениями показателей преломления: $N_o = 1,556—1,560$; $N_e = 1,543—1,546$; $N_o - N_e = 0,012—0,015$.

Согласно общепринятой номенклатуре минералов группы скаполита, изученные скаполиты Базумского и Абовянского железорудных месторождений относятся к мариалит-дипиру с 14—36% молекулярным количеством мейонита.

Химические анализы и показатели преломления скаполитов из метасоматитов Базумского и Абовянского железорудных месторождений приведены в табл. 140.

Принадлежность скаполитов к мариалит-дипиру подтверждается данным рентгеноструктурных анализов (табл. 141).

По данным полуколичественных спектральных анализов, в составе скаполитов Базумского и Абовянского железорудных месторождений наряду с главнейшими компонентами, приведенными в табл. 140, установлены 17 элементов, содержание которых приведено в табл. 142.

Из результатов полуколичественных спектральных анализов следует, что по содержанию ряда элементов-примесей (Y, Yb, La, Ge, Ba) скаполиты Абовянского месторождения отличаются от базумских. Содержание таких элементов-примесей, как Mn, V, Co, Ni, Zr, Cu, Ga и Sr от десяти до 20 и более раз больше в скаполитах Абовянского месторождения, чем в базумских.

Скаполит является одним из распространенных типоморфных минералов в метасоматитах скарновых и гидротермально-метасоматических железорудных месторождений Армянской ССР.

Из литературного обзора известны различные способы образования скаполита и скаполитизированных пород, среди которых 218

важную роль отводят метасоматическим и контактово-метаморфическим процессам.

В метасоматитах Базумского скарнового железорудного месторождения скаполит ассоциирует с гранатом, пироксеном, плагиоклазом и магнетитом, иногда с апатитом. Из вторичных минералов встречаются эпидот, альбит, карбонат, цеолит и хлорит.

Таблица 140

Результаты химических анализов скаполитов железорудных месторождений Армянской ССР

№ № проб.	880*	362*	1/75
Компоненты			
SiO ₂	58,52	57,08	53,68
TiO ₂	—	—	0,05
Al ₂ O ₃	18,47	19,63	19,05
Fe ₂ O ₃	0,69	0,77	1,94
FeO	н. о.	—	2,87
MgO	сл.	н. о.	3,98
CaO	6,62	7,12	8,00
Na ₂ O	9,75	10,40	6,70
K ₂ O	1,25	1,80	0,80
H ₂ O	н. о.	н. о.	1,85
CO ₂	—	—	—
SO ₃	—	—	—
Cl	2,85	3,20	1,57
Сумма	98,15	100,00	100,49
Показатели N ₀	1,560	1,556	1,553
преломления N _e	1,545	1,545	1,547

Наименование проб: № № 880 и 362—скаполит из карбонат-биотит-скаполитового прожилка Абовянского месторождения; № 1/75—скаполит из скаполит-магнетитового прожилка Базумского железорудного месторождения.

* Анализы скаполитов № № 880 и 362 заимствованы у Саруханян Л. Б.

В этих образованиях гранат, пироксен и магнетит по отношению к скаполиту являются поздними выделениями, что доказывается взаимоотношениями между ними—замещением скаполита остальными минералами.

Скаполит на Базумском месторождении по своему происхождению теснейшим образом связан с контактово-метасоматическим процессом, развиваясь, по плагиоклазам (андезин-лабрадор). Скаполит образовался в результате метасоматического изменения силикатных и известково-силикатных пород, при участии таких компонентов, как Cl, CO₂, SO₃ и H₂O.

Межплоскостные расстояния скаполитов Абовянского и Базумского
железорудных месторождений Армянской ССР

843 76		700		843/76		700	
I	d α /n	I	d α /n	I	d α n	I	d α /n
2	8,560	4	4,230	2	1,826	4	1,508
2	6,430	7	3,807	4	1,818	4	1,462
3	6,030	4	3,558	1	1,777	6	1,420
1	4,380	10	3,466	3	1,748	2	1,398
4	4,270	8	3,058	4	1,704	2	1,382
1	4,070	10	3,008	2	1,675	5	1,364
7	3,806	6	2,833	3	1,622	2	1,344
5	3,551	4	2,717	2	1,606	2	1,331
10	3,461	6	2,698	2	1,585	2	1,315
8	3,061	1	2,364	3	1,560	3	1,284
7	3,010	4	2,296	3	1,510	3	1,173
5	2,843	1	2,206	2	1,470	3	1,152
5	2,729	5	2,136	4	1,464		
7	2,687	3	2,067	4	1,422		
1	2,532	3	2,006	1	1,403		
2	2,364	6	1,906	3	1,382		
5	2,300	4	1,895	5	1,364		
2	2,201	4	1,814	2	1,345		
5	2,142	3	1,746	2	1,332		
2	2,071	4	1,707	2—3	1,320		
3	2,013	1	1,671	2—3	1,285		
6	1,913	2	1,616	2	1,269		
5	1,895	3	1,557	2	1,206		

* Анализ выполнен в рентгеноструктурной лаборатории ИГН АН АрмССР, аналитик Н. Ревазова.

На Базумском месторождении нами выделяется скаполит поздней генерации, который в виде тонких прожилков (мощностью 2—4 мм) с магнетитом, реже с пиритом пересекают железорудные скарны.

Исходя из взаимоотношения с ранним скаполитом и магнетитом, степени идиоморфизма, можно предположить, что скаполит и магнетит поздней генерации образовались в процессе дальнейшей перекристаллизации скаполитизированных оруденелых метасоматитов под воздействием поздних гидротермальных растворов.

На Абовянском месторождении магнетит-апатитовых руд гидротермально-метасоматического происхождения скаполит развит в метасоматически измененных рудовмещающих андезито-дацитах, пиритизированных глинистых отложениях, брекчированных магнетит-апатитовых рудах и т. д. Здесь скаполит с карбонатом,

Полуколичественные спектральные анализы* скаполитов
Базумского и Абовянского** железорудных месторождений, в %

Элементы	I	II	Элементы	I	II
	Средние из 5 анализов	Средние из 11 анализов		Средние из 5 анализов	Средние из 11 анализов
Mn	0,024	0,1	Zn	0,01	0,1
Ni	0,00016	0,006	Ga	0,0015	0,006
Co	0,00016	0,001	Ge	—	0,003
V	0,0024	0,01	Sr	0,032	0,3
Cr	0,0009	—	La	—	0,02
Zr	0,00018	0,02	Ba	—	0,2
Cu	0,00042	0,1	Yb	—	0,003
Pb	0,00025	—	Y	—	0,003

Наименование проб: I—скаполиты Базумского железорудного месторождения; II—скаполиты Абовянского железорудного месторождения.

* Анализы выполнены в спектральной лаборатории ИГН АН АрмССР М. Я. Мартиросяном.

** Спектральные анализы скаполитов Абовянского месторождения заимствованы у Саруханян Л. Б.

биотитом и амфиболом встречаются в виде жил и прожилков (мощностью до 4—5 см), а также гнезд и линзочек (размером 2,5×6 см, реже до 5×9 см).

В пределах Абовянского месторождения наиболее интенсивная площадная скаполитизация зафиксирована на участке рудной аномалии № 5, представленной скаполит-карбонат-биотитовой минеральной ассоциацией.

Не вдаваясь в подробности геолого-генетических особенностей нахождения изучаемых скаполитов, лишь отметим, что в железорудных месторождениях АрмССР они образовались по плагиоклазам алюмосиликатных пород (андезитовых туфов, туффитов, андезитовых дацитов) и результате инфильтрационного метасоматического процесса хлор-натриевого характера. Судя по минеральным парагенезисам скаполитизированных пород и руд, большое значение придается активному участию хлора и натрия при метасоматическом минералообразовании Абовянского, Базумского, Ахавнадзорского железорудных месторождений АрмССР, что выражается в образовании апатита, скаполита, альбита и некоторых других минералов.

Касаясь вопроса температуры образования скаполита, следует отметить, что многочисленные опыты по гомогенизации газожидких включений в скаполитах и ассоциирующих с ними пирок-

сенах из Давыдовского, Качарского, Соколовского, Алешинского на Тургае, Дашкесанского и других железорудных месторождений, позволяют считать температурный интервал образования скаполитов от 500 до 580°C.

Ортит— $(\text{TR}, \text{Ca})_2(\text{Al}, \text{Fe})_3[\text{Si}_3\text{O}_{12}]\text{OH}$, синоним алланит (редкоземельный эпидот). Сингония моноклинная, кристаллы толстотаблитчатые, иногда шестоватые; главные формы: пинакоид (100) и призмы (110) и (101), менее развиты грани (001) и (111); иногда образует сплошные агрегаты, гнезда.

Цвет бурый, до смоляно-черного, блеск стеклянный, излом неровный, близок к раковистому.

Ng—Nr до 0,032, плеохроичен (от красновато-бурых тонов по Ng до зеленовато-желтых по Nr), оптически отрицательный.

Твердость 6, хрупок, уд. вес до 4,1, радиоактивен.

В Армянской ССР наиболее известен и хорошо изучен ортит из пегматитов и аплитов Амзачиманского месторождения, связанного с массивом сиенито-гранитов, которые сами содержат вкрапленность акцессорного ортита.

В аплитах и пегматитах ортит представлен крупными (1—2 см в поперечнике, изредка до $10 \times 5 \times 1,5$ см) хорошо образованными таблитчатыми кристаллами (рис. 81). С разрушением ортитсодержащих сиенито-гранитов, пегматитов и аплитов связаны элювиально-делювиальные и аллювиальные россыпи р. Агстев и ее правых притоков, содержащие до 2—3, местами 10 кг/м³ ортита

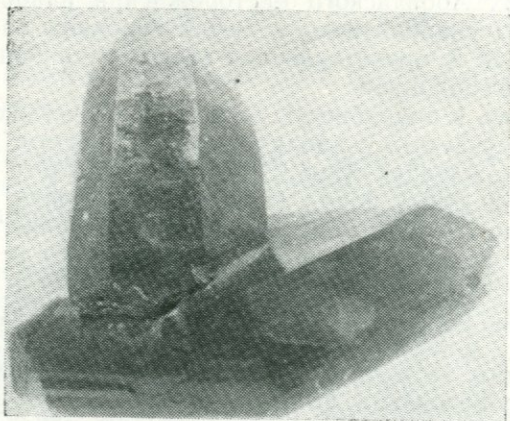


Рис. 81. Таблитчатый кристалл ортита с выросшим на него кристаллом кварца. Месторождение Амзачиман. Увел. 2. По А. Т. Асланяну.

и одновременно 45—160 г/м³ шеелита и до 0,5—2 г/м³ золота, что представляет определенный практический интерес.

Ортит в виде аксессуарного минерала установлен также в щелочных породах Памбакского хребта (в среднем 30 г/т) и в гранитоидах и пегматитах Мегринского плутона (в щелочных сиенитах в среднем 100 г/т породы).

Химический анализ Мегринского ортита (аналитик И. С. Разина) по данным Б. М. Меликсетяна (1960) представлен в табл. 143.

Таблица 143

SiO ₂	TiO ₂	ThO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃ *	La ₂ O ₃ *	Y ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	H ₂ O	Σ
32,09	0,11	1,28	14,83	8,11	11,88	8,78	0,16	7,90	0,49	1,73	11,29	0,43	0,95	100,11

* Состав редких земель от ΣCe₂O₃ и La₂O₃=20,66% и принятой за 100%: La—31, Ce—57,5, Pr—3, Nd—8,15, Sm—0,4%.

Спектральные анализы ортитов из Тежсарского и Мегринского массивов представлены в табл. 144.

Несколько рентгеноструктурных анализов ортитов из различных мест (Маргаовит, Тежсар, Мегри и др.) подтверждают принадлежность их к группе ортитов. В качестве иллюстрации приводим данные (дебаграммы) ортита из Амзачимана (табл. 145).

Химические составы ортитов Амзачиманского массива приводятся нами из книги Б. М. Меликсетяна и Р. Л. Мелконяна (1976) (табл. 146).

Таким образом, амзачиманские ортиты характеризуются резко выраженным цериевым и неодимовым максимумами, при отсутствии редких земель иттриевой подгруппы (табл. 147).

Турмалин—Na(Fe, Mg)₃Al₃(B₃Al₃Si₆)O₂₇[OH]₃. Турмалин является весьма распространенным минералом. Он образует крупнокристаллические скопления в участках пегматитовой структуры щелочных и гранитных пегматитов, в виде «турмалиновых солнц» в гранитоидах и метаморфических сланцах, а также в виде «щеток» и сплошных масс в кварц-турмалиновых высокотемпературных жилах.

Турмалин, чаще в пегматитах, образует призматические кристаллы, достигающие 5—6 см в длину. Часто кристаллы тесно сростаются друг с другом, причем иногда в такой степени, что образуют сплошные массивные агрегаты. Габитус кристаллов столбчатый с хорошо развитыми призматическими гранями (1120) и (1010) и гранями ромбоэдра (1121) и (1212), находящимися на

одном конце кристалла. Иногда кристаллы турмалина деформированы, трещиноваты или превращены в черный грубый порошок. Как правило, вдоль призматических граней проявлена отчетливая штриховка. Цвет турмалина смоляно-черный. Блеск стеклянный. В шлифах окраска неравномерная, пятнистая в бурых и синих тонах. Зональность часто проявляется от центра к периферии с осветлением окраски.

Плеохроизм от светло-коричневого по Np до густо зелено-бурого по Ng. Оптические константы в зависимости от состава варьируют (табл. 148).

Вычисленные по величинам межплоскостных расстояний параметры элементарной ячейки: $a_0 = 16,10 \text{ \AA}$, $c_0 = 7,22 \text{ \AA}$ заметно превышают стандартные параметры для шерла ($a_0 = 15,97 \text{ \AA}$, $c_0 = 7,196 \text{ \AA}$) что связано с высоким содержанием Fe_2O_3 мегринских турмалинов.

Как видно из приведенных химических анализов и показателей преломления, черные турмалины описываемого плутона отвечают шерлам с высоким содержанием Fe_2O_3 и значительной примесью дравитового компонента.

Интересен и редкоэлементный состав турмалинов. Характерны высокие концентрации: Li (0,1—0,3), галлия (0,03—0,1%), стронция (0,1—0,3%), Be (0,01—0,03%), а также La, Cu, Mo, Sn, Ni, Co, V.

Турмалин ассоциирует с амфиболом, биотитом, ортитом, мусковитом, альбитом, нефелином, корундом и редкоземельными минералами. Помимо широкого распространения в пегматитах, генетически связанных с монзонитоидами и щелочными сиенитами Мегринского плутона, известны своеобразные турмалинизированные гранитоиды—типа ранних грейзенов (р-н с. Ванк, ущ. Мецдор, с. Урут, Аравис, Анкаван и др.), а также турмалиновые сланцы в пределах метаморфического фундамента (с. Бжни). Следует подчеркнуть исключительно широкое развитие борнощелоч-

	Mn	Ni	Co	Ti	V	Zr	Cu
Тежсар	1,00	0,001	0,03	1,0	0,01	—	0,003
Мегри	0,03	—	0,01	0,3	0,001	0,5—1	0,001

* Химический состав по данным приближенно-количественных спектральных анализов, выполненных в лаборатории ИГН АН АрмССР (Г. М. Мкртчян, М. Я. Мартиросян).

ного метасоматоза в пределах гранитоидных плутонов Южной Армении.

Известны случаи нахождения турмалина в кварцеворудных жилах Каджаранского медно-молибденового, Азатенского свинцово-сурьмяного и Мец-дзорского месторождений и в контактово-метасоматических породах Зиракского интрузива.

Таблица 145

Межплоскостные расстояния ортита

l	d α /n	l	d α /n
4	3,54	1	1,576
4	3,20	1	1,548
10	2,89	3	1,436
8	2,69	5	1,410
3	2,61	1	1,308
8	2,14	1	1,280
8	1,887	1	1,248
10	1,625		

Анализ выполнен в рентгенлаборатории ИМП АН УССР Р. Г. Сизовой. Условия съемки: Cu α , D=57,3 мм, d=0,5. Эксп. 10 ч.

Везувиан редкоземельный (Ca, TR)₁₀(Mg, Fe²⁺)₂(Al, Fe³⁺)₄[SiO₄(Si₂O₇)(OH)₄].

Две необычные разновидности везувианов были обнаружены в альбитизированных пегматитах эндоконтактной зоны Тежсарского комплекса: натровый и редкоземельный. Кроме того, в скарных и кальцифирах Сурбкарского массива встречается вилюит. Ниже рассматриваются все три разновидности.

1. Натровый везувиан, образующий тонкошестоватые радиально-лучистые агрегаты, имеет серовато-желтый цвет. Блеск шелковистый. Хрупок. Показатели преломления: Ng=1,726, Np=1,721. Двупреломление низкое—Ng—Np=0,005. Цвета интерференции аномальные.

2. Черный редкоземельно-радиоактивный везувиан, образующий игольчатые кристаллы с хорошо выраженными гранями тет-

Таблица 144

Nb	Sc	La	Ce	Th	U	Be	Ge	Sn
0,001	0,03	3—10	10	1,0	—	0,001	0,001	—
0,01	0,003	1—3	10	0,3—1	0,002	—	—	0,03

ных анализов, выполненных в лаборатории ИГН АН АрмССР (Г. М. Мкртчян,

рагональной призмы. Оптические константы: Ng=1,730, Np=1,728. Двупреломление очень низкое, Ng—Np=0,002; часто даже изотропен вследствие метамиктного распада.

Химические составы ортитов Амзачиманского массива.

Окислы	1	2	3
SiO ₂	28,36	25,88	29,68
TiO ₂	0,84	0,73	2,05
ThO ₂	0,93	0,67	—
Al ₂ O ₃	16,80	22,71	13,85
La ₂ O ₃	6,53	6,73	9,68
Ce ₂ O ₃	10,38	10,10	14,52
(Pr, Nd) ₂ O ₃	2,55	—	—
Fe ₂ O ₃	10,06	19,40	7,30
FeO	7,28	—	8,15
MnO	0,60	—	0,40
MgO	2,45	2,11	2,75
CaO	11,34	12,34	4,24
SrO	—	—	5,01
Na ₂ O	0,61	—	1,04
K ₂ O	0,23	—	1,40
H ₂ O ⁻	1,24	—	0,30
H ₂ O ⁺	0,16	—	0,05
U	0,0024	0,002	—
Сумма	100,642	100,672	100,42
Аналитик	И. С. Разина	М. М. Стукалова	А. К. Неверова
Автор	Б. М. Меликсетян (1962)	И. Г. Магакьян (1956)	В. Н. Любофеев В. С. Балицкий (1961)

Таблица 147

Состав редкоземельных элементов в ортите в %
от $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3 = 100^*$

$\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$	La	Ce	Pr	Nd	Eu	Gd
19,46	33,5	53,4	4,6	8,4	—	0,1

* Расшифровка состава редких земель в ортите выполнена Д. А. Миневым, ИМГРЭ.

Оптические константы турмалинов

Таблица 148

№. Окраска в шлифах	Ng	Np	Ng-Np
1. Коричневый	$1,682 \pm 0,003$	$1,654 \pm 0,003$	0,028
2. Синий (зеленый)	$1,673 \pm 0,003$	$1,646 \pm 0,003$	0,027
3. Бесцветный	$1,664 \pm 0,003$	$1,638 \pm 0,003$	0,026

Межплоскостные расстояния турмалина (Мегринский плутон)

I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
5	5,34	1	2,45	2	(1,837)	5	1,362
4	4,97	4	2,407	2	1,790	7	1,335
6	4,22	6	2,381	1	1,695	7	1,315
5	3,96	6	2,346	8	(1,667)	9	1,282
1	3,83	4	(2,260)	5	1,647	3	1,185
6	3,47	5	2,198	8	1,600	4	1,155
5	3,32	4	2,168	2	1,538	2	1,141
2	3,27	6	2,127	7	1,514	1	1,132
9	3,17	9	2,047	1	1,488	4	1,100
1	2,90	8	1,926	8	1,462	2	1,070
5	(2,84)	2	1,884	4	1,438	6	1,033
10	2,58	2	1,857	8	1,416	6	1,024

Лаборатория Львовского университета. Feα, D=85 мм, d=0,7 мм, Эксп. 25 часов.

Особенности химического состава шерлов из различных типов пород Мегринского плутона представлены в таблице 150.

Таблица 150

Химический состав турмалинов*

В е с о в ы е % %

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	B ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O	+H ₂ O	Сумма
1	30,20	3,31	33,54	5,55	10,20	11,21	0,65	0,58	4,79	0,12	1,80	0,15	2,44	100,54
2	35,70	0,46	26,99	4,88	9,40	11,77	0,20	1,48	4,10	0,13	1,26	0,06	3,80	100,63
3	38,70	0,58	22,07	6,93	9,10	12,41	0,13	2,44	3,34	0,32	0,84	0,05	3,17	100,05

* Химические анализы выполнены в химической лаборатории ИГН АН АрмССР (аналитик А. К. Иванян).

Рентгенометрический анализ показал хорошую сходимость с эталоном по В. И. Михееву для желтой разновидности и с дебаеграммой редкоземельного везувиана из Енисейского края для черной разновидности (табл. 151).

Химический анализ и расчет кристаллохимической формулы показывает некоторый недостаток в группе кальция и двухвалентных ионов. Кроме того в черном редкоземельном везувиане определено: $\Sigma \text{Tr}_2\text{O}_3$ —3,6%, Th—0,3%, U—0,03%. Приближенно-количественным спектральным анализом установлены: Mn (0,3—1%), Nb (0,01—0,03%), Ge (0,001%), Ga (0,003%), лития (0,003%),

Межплоскостные расстояния везувианов

Желтый везувиан		Черный везувиан		Желтый везувиан		Черный везувиан	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
2	3,30	4	3,32	8	1,616	10	1,615
2	3,20	—	—	2	1,566	—	—
3	2,916	—	—	3	1,553	—	—
10	2,726	10	2,75	2—3	1,534	—	—
9	2,578	9	2,59	3	1,516	—	—
6	2,445	8	2,45	3	1,490	—	—
2	2,111	6	2,116	3	1,345	—	—
2	1,957	4	1,994	2—3	1,297	3	1,295
3	1,755	2	1,759	2	1,280	—	—
3	1,713	—	—	2	1,102	5	1,102
2—3	1,672	—	—	2	1,074	5	1,072
3	1,655	—	—	2	1,068	—	—

Анализ выполнен в лаборатории ИГН АН АрмССР Хуршудян Э. Х. Условия съемки: $Cu\alpha$, $D=57,3$ мм, $d=0,4$ мм. Эксп. 4 ч.

Таблица 152

Химический состав везувиана (аналитик З. Гаспарян)

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	$-H_2O$	$+H_2O$	Сумма
41,30	0,45	16,15	8,10	2,66	0,12	18,32	0,62	6,59	0,22	5,80	0,12	100,45

бериллия (0,03—0,1%). Характерно, что в черном редкоземельном везувиане содержатся: Yb (0,01—0,03%), Ce (0,3—1%), La (0,5—1%), Pb (0,01%), V (0,2%).

Желтый натровый везувиан в ассоциации с альбитом, нефелином, гастингситом, меланитом, бритоли́том встречается в фельдшпатовидных пегматитах Тежсарского щелочного комплекса (рис. 82), а черный везувиан встречается в редкометальных щелочных пегматитах с отчетливо проявленным мусковит-альбитовым замещающим комплексом в ассоциации с редкоземельно-радиоактивными минералами (пегматиты Памбака и Зангезура).

3. Везувиан-виллюитовая разновидность распространена, по О. П. Гуюмджяну, исключительно в кальцифирах Сурбкарского месторождения (табл. 153).

Детальные исследования контактово-инфильтрационных образований (скарны и кальцифилы) и везувианов, проведенные О. П. Гуюмджяном (1974), позволили выявить интересную ассоциацию с гранатом андрадит-гроссулярового состава, моноклинным пироксеном диопсид-геденбергитового состава, волластонитом, кальцитом и эпидотом. Появление везувиана вместо граната объясняется указанным автором **флюидным режимом инфильтрационного метасоматоза** в присутствии фтора и других летучих.

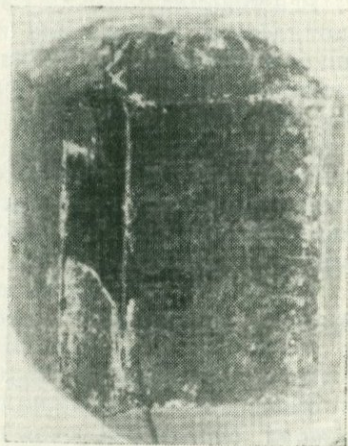


Рис. 82. Призматический кристалл везувиана из пегматита (Тежарский массив). Увел. 2. По Б.М. Меликсетяну.

Цирконосиликат натрия, кальция и редких земель установлен Б. М. Меликсетяном в нефелиновых пегматитах и аплит-пегматитах Памбака. Установленный цирконосиликат Na, Ca, TR близок

Таблица 153

Химические составы* везувианов из Сурбкарских контактово-инфильтрационных скарнов

Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	Сумма
882	36,38	0,90	15,57	4,50	0,71	0,05	3,96	36,45	0,10	0,12	1,08	99,82
883	36,19	0,80	15,89	3,88	0,86	0,05	4,04	36,73	0,61	0,61	1,63	100,29
661	33,85	0,74	15,12	4,24	0,51	0,06	4,35	37,10	0,05	0,02	2,20	100,24

* Аналитики И. А. Ерибекова, НИГМИ, Ереван (882, 883), А. А. Петросян, ИГН АН АрмССР (661).

к катаплену (?) и образует необычные для циркона таблитчатые ромбовидные кристаллы со скошенными краями.

Цвет минерала бледно-желтый, золотистый, иногда с розоватым оттенком. Прозрачен. Одноосный положительный. Слабо плеохроирует. Показатели преломления: $N_g = 1,846-1,858$, $N_p = 1,810-1,826$. Двупреломление порядка $0,020-0,035$. Очень характерно присутствие по длинной оси ромбовидных кристаллов узких, стреловидных вкрастаний (возможно закономерных срастаний) серовато-желтого непрозрачного циртолита (или ксенотима).

Рентгенометрический анализ позволил высказать мнение о принадлежности минерала к группе циркона, хотя имеются дифракционные линии, принадлежащие к катаплену, власовиту, келдышиту и другим цирконо-титано-силикатам (табл. 154). Необходимо подчеркнуть, что эта группа цирконо (-титано) силикатов представлена весьма многочисленными минералами, до настоящего времени изученных сравнительно слабо, кроме того ежегодно в щелочных комплексах Гренландии и Кольского полуострова открываются все новые минеральные виды, причем, как правило, они содержат Na, Ca, Nb, TR, часто Al и Fe^{3+} .

Чисто отобранные кристаллики цирконосиликата были подвергнуты микроспектральному анализу: Si ($>3\%$), Na ($0,5\%$), Ca ($0,6\%$), Zr ($>10\%$), Hf ($>1,0\%$), Y ($0,3\%$), Yb ($0,03\%$), La, Ce ($0,2\%$), Sc ($0,06\%$), Ti ($0,15\%$), Ba ($0,02\%$).

Имеющиеся данные не позволяют однозначно диагностировать минерал, однако учитывая необычные для циркона кристаллографические формы, оптические константы, химический состав и рент-

Таблица 154

Межплоскостные расстояния цирконосиликата Na, Ca, TR

l	d/n	l	d/n	l	d/n
8	4,44	3	1,488	2	0,965
10	3,232	7	1,386	4ш	0,921
9	2,495	3	1,287	4	0,905
2	2,344	5	1,258	4	0,896
1	2,201	6	1,194	5	0,861
5	2,058	5ш	1,110	1	0,844
5	1,903	5ш	1,064	5	0,836
10	1,704	5ш	1,051	1	0,812
6	1,647	1	1,006	1	0,801
1	1,542	3	0,978	—	—

Анализ выполнен в лаборатории ИГН АН АрмССР Ревазовой Н. В. Условия съемки: $Cu\alpha$, $D=57,3$ мм, шарик. Эксп. 12 ч.

геноструктурные данные (табл. 154) следует предполагать о возможности присутствия нового необычного цирконосиликата $\text{Na}_4\text{Ca}_2\text{TR}$, близкого к группе катаплеита.

Окончательное решение этого вопроса требует дополнительных исследований. Не исключено, что столь необычные формы кристаллов и свойства являются следствием двойникования и прораствания с циртолитом в условиях высокой концентрации натрия, кальция, титана и редких земель.

Ассоциирует с цирконом, рутилом, анатазом, ортитом и другими редкометалльными минералами щелочных и гранитных пегматитов Памбака.

Циркон—циртолит (Zr , Hf , TR , Th , U) [SiO_4]. Химический состав варьирует: ZrO_2 —40—65%, SiO_2 —25—35%, и изоморфные примеси: HfO_2 —0,5—4%, $\text{TR}_2\text{O}_3 + \text{Y}_2\text{O}_3$ —до 16%, ThO_2 —до 7%, U_3O_8 до 1,5%, а также в метамиктных разностях H_2O , P_2O_5 , BeO , Nb_2O_5 , Al_2O_3 .

Цирконы, а также его метамиктные редкометалльные разновидности (малакон, альбит, хагаталит, циртолит и др.), объединяемые под собирательным названием циртолит-малакон, являются наиболее распространенными редкометалльными минералами всех известных типов (магматических, пегматитовых) редкометалльной минерализации на территории Армении.

Циркон встречается в виде хорошо образованных тетрагональных короткопризматических кристаллов (рис. 83), размером от 0,1 до 1—2 мм, редко 5—7 мм, с хорошо развитыми гранями (100), (110), (111), (131), реже (221). Выделяются несколько морфогенетических разновидностей. В Мегринском комплексе: 1) темно-розовые коротко-призматические; 2) бесцветные удлиненно-призматические и 3) серовато-бурые призматические (циртолитовый тип). В Памбакском комплексе они более разнообразны: 1) красновато-розовые изометричные; 2) зеленоватые короткопризматические; 3) водяно-прозрачные удлиненно-призматические; 4) серовато-бурые, красно-коричневые нормально-призматические кристаллы (циртолитовый тип).

У метамиктных разновидностей циркона часто наблюдается искривление граней и ребер кристаллов, взаимные с ксенотимом закономерные срастания. Цирконы в гранитоидах, нефелиновых сиенитах и различных типах пегматитов отличаются габитусным типоморфизмом в зависимости от физико-химических условий кристаллизации и уровня щелочности (Меликсетян, 1968, 1972, 1976).

Под микроскопом в проходящем свете цирконы, как правило, содержат включения цирконов ранней генерации, газово-жидкие включения, имеют иногда зональное строение. Цирконы включены в полевые шпаты и биотиты. Показатели преломления варьируют

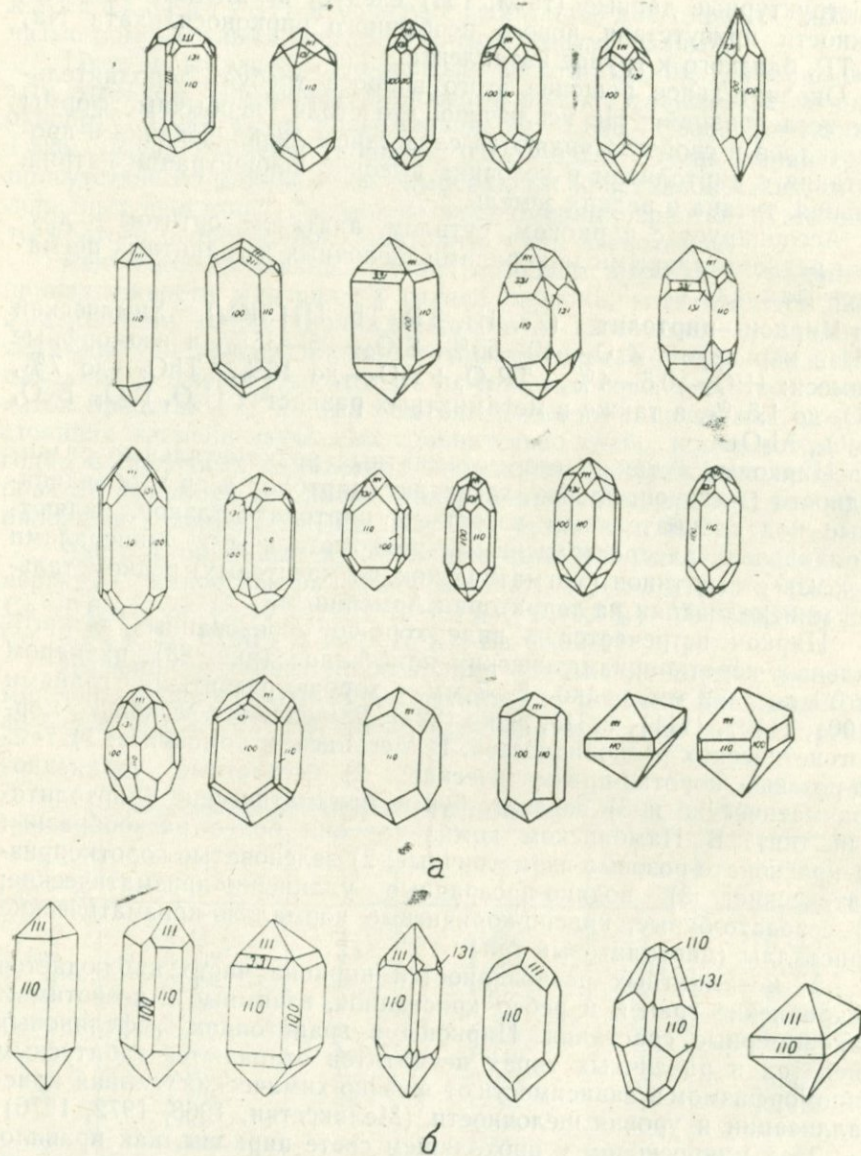


Рис. 83. Формы кристаллов и основные морфологические особенности циркон-циртолитов Мегринского (а) и Памбакского (б) комплексов. По Б. М. Мелик-селяну.

в широких пределах: а) для прозрачных кристаллических разностей: $N_g=1,965-1,950$, $N_p=1,930-1,910$, $N_g-N_p=0,06-0,07$; б) для метамиктных разностей понижаются: $N_g=1,960-1,830$, $N_p=1,920-1,810$. Часто в метамиктных разностях двупреломление понижено, а нередко такие цирконы изотропны.

Таблица 155

Межплоскостные расстояния циркона и циртолита

Циркон		Циртолит		Циркон		Циртолит	
l	d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n
7	4,43	4	4,58	1	1,544	—	—
1	4,20	—	—	5	1,473	5	1,487
10	3,20	10	3,37	6	1,376	6	1,386
2	2,64	7	2,56	4	1,360	4	1,367
10	2,510	—	—	2	1,287	2	1,291
2	2,334	3	2,36	2	1,265	3	1,260
2	2,208	1	2,230	3	1,107	5	1,111
7	2,068	4—5	2,080	2	1,100	3	1,101
5	1,911	3—4	1,926	4	1,059	3	1,064
1	1,743	2	1,760	2	0,970	2	0,978
10	1,710	9	1,700	3	0,897	3	0,893
6	1,642	6	1,656	4	0,833	3	0,834

Анализ выполнен в лаборатории УГ СМ АрмССР. Условия съемки: $Cu\alpha$, $D=57,3$ мм, $d=0,45$. Эксп. 12 ч.

Рентгенометрические исследования кристаллических и метамиктных цирконов (табл. 155) показали, что параметры элементарной ячейки, как правило, возрастают; 1) цирконы: $a_0=9,336\text{Å}$, $c_0=5,945\text{Å}$; б) циртолиты: $a_0=9,38-9,44\text{Å}$, $c_0=5,97-5,99\text{Å}$.

Химические анализы различных морфогенетических разновидностей циркона и циртолита приведены в таблицах 156, 157.

Обращает внимание резкая обогащенность серо-бурых циртолит-малаконов Hf (2,5—3,5%), TR (0,7—1%), Y (1—3,0%), Th (1—3%), U (1—3%), а также Nb (0,1—0,3%), Be (0,001%), кроме того V, Cu, Pb (0,1—0,3%), встречаются Al, Ca, Na, Ti, играющие роль компенсирующих ионов при гетеровалентном изоморфизме (рис. 84).

Для состава лантаноидов характерны, особенно для метамиктных разностей, цериевый, гадолиниевый, диспрозиевый, эрбиевый и иттербиевый максимумы. На долю редких земель иттриевой группы падает от 30% в цирконах до 75% в циртолитах от суммы редких земель. Как правило, циркон-циртолиты из пегматитов и альбититов более обогащены редкими элементами, чем из интрузивных пород. Если цирконы выделяются на всем протяжении

нии магматического и позднемагматического процессов и образуют целый ряд генераций, то циртолит-малаконы образуются при воздействии остаточных пневматолито-гидротермальных флюидов. Этим объясняется связь появления значительного количества циртолита в альбитизированных и мусковитизированных разностях пород и пегматитов. Как правило, цирконы и циртолиты тесно ассоциируют с биотитом, мусковитом, турмалином, флюоритом, торитом, ксенотимом, уранинитом и тантало-ниобатами.

Таблица 156

Химический состав циркон-циртолитов*

	Памбакский комплекс			Мегринский комплекс		
	бесцветный	зеленый	серо-бурий	бесцветный	розовый	серо-бурий
SiO ₂	—	—	—	—	28,3	23,40
ZrO ₂	50,0	41,0	49,0	42,0	41,5	43,0
HfO ₂	0,60	0,45	2,67	1,52	0,49	2,5—3,5
ΣTR ₂ O ₃	0,61	0,60	1,0	0,7	0,30	0,70
Y ₂ O ₃	0,90	0,30	1,0	1,0	1,0	3,0
ThO ₂	0,45	0,40	1—3	0,35	0,07	1,63
U ₂ O ₈	1,0	0,042	0,1—0,3	0,03	0,04	3,0
Nb ₂ O ₅	0,3	0,3	0,3	0,1	0,01	0,1
Al, Na	1—2	1—3	3—5	0,3—1	3,0	3—5

* Химические определения Nb₂O₅, TR₂O₃, Y₂O₃, ZrO₂, SiO₂ выполнены в химлаборатории ИМГРЭ, Zr, Hf—в рентгеноспектральной лаборатории ГЕОХИ, а U, Th—в АрмГУ.

Аксессуарный циркон широко распространен во всех типах интрузивных пород и пегматитов. Однако наибольшие их концентрации (1—3—5%) и повышенная редкометальность характерны для высокоглиноземистых нефелиновых (Тежсар, Мегри) сиенитов и

Таблица 157

Состав редкоземельных элементов в цирконах от ΣTR₂O₃=100%

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu
1	14,0	36,0	4,6	13,0	2,4	0,5	2,5	0,4	8,6	1,5	8,5	2,0	10,2	0,8
2	6,5	20,6	2,4	3,1	2,4	1,5	4,0	0,5	6,2	1,5	13,0	3,2	22,2	10,6
3	18,0	45,0	3,4	9,0	1,5	0,1	1,5	0,2	2,3	0,5	5,0	1,0	11,0	1,9
4	5,4	13,0	0,2	0,9	0,9	0,5	3,4	0,6	8,3	2,0	18,0	3,1	38,0	5,4

* Расшифровка состава лантаноидов Р. Л. Баринским (ИМГРЭ).

связанных с ними калиевых замещенных пегматитов, зон и тел альбититов (Бжни) и флюорит-биотитовых гидротермалитов (Памбак).

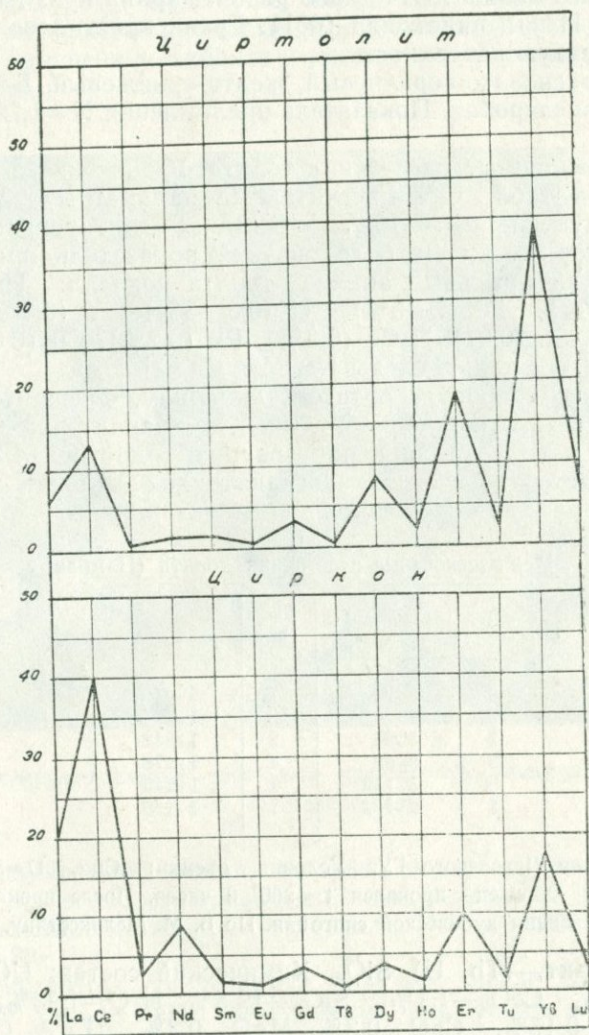


Рис. 84. Распределение РЗЭ в цирконах и циртолитах. По Б. М. Меликсетяну.

Торит— ThSiO_4 . Химический состав: ThO_2 —41,44%, UO_3 —22,43%, CaO —0,41%, Pb —2,16%, SiO_2 —13,09%, Fe_2O_3 —0,84%.

Торит встречается преимущественно в щелочных и нефелино-

вых сиенитах и связанных с ними сиенитовых и фельдшпатоидных пегматитах (Зангезур, Памбак).

Образует тетрагонально-призматические кристаллы, часто пластинчатого облика. Отчетливо развита грань призмы (110), бипирамиды (111) и пинакоида (001). Грани кристаллов имеют матовую шершавую поверхность.

Цвет красновато-коричневый, желто-оранжевый, Блеск смоляной. Изотропизирован. Показатель преломления $N=1,724\pm 0,003-1,74\pm 0,003$.

Межплоскостные расстояния торита, прокаленного при 900°C , приведены в табл. 158. Рассчитанные параметры элементарной ячейки следующие: $a_0=7,16\text{\AA}$, $c_0=6,29\text{\AA}$. Гидратированные разновидности (гидроторит) имеют более низкий показатель преломления: $N=1,712$. Спектральный анализ торита показал: Th ($>10\%$), Zr ($0,3-1,0\%$), Fe ($1-3\%$), U ($0,3-3\%$), Y ($0,3-1,0\%$), Yb ($0,1-0,3\%$), Sc ($0,01\%$); Ce ($0,3\%$), Pb ($0,2\%$), Cu ($0,03-0,1\%$), P ($0,3-1,0\%$), а также следы Na, Mg, Ca, Al и др.

Торит ассоциирует с ортитом, цирконом, флюоритом, брито-литом, давидитом, титанониобатами и др. Характерна для торита способность к гидратации и образованию гидроторита (с Ca, Fe, Al). Встречается во всех типах гранитоидов Армении как акцессорный минерал, но более часто в пегматитах.

Таблица 158

Межплоскостные расстояния торита (Памбак)

l	d/n	l	d, n
7	8,6	7	1,945
3	6,5	10	1,684
1	3,64	2	1,342
2	3,58	4	1,278
9	3,159	1	1,245
4	2,792	1	1,128

Лаборатория Львовского ГУ. Условия съемки: $\text{Cu}\alpha$, $D=57,3\text{ мм}$, $d=0,4\text{ мм}$. Образец прокален $t=900^{\circ}$ 6 часов. После прокаливания появляются линии кубической сингонии. По Б. М. Меликсетяну.

Ураноторит—(Th, U) SiO_4 . Химический состав: $\text{UO}_2-11,5\%$, $\text{ThO}_2-62,6\%$, $\text{CeO}_2-1,1\%$, $\text{SiO}_2-19,5\%$, $\text{H}_2\text{O}-1,93\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3-2,3\%$, $\text{PbO}-0,47\%$, $\text{CaO}-0,3\%$, $\text{MgO}-0,3\%$ (Г. А. Сидоренко, 1960).

Ураноторит постоянно встречается во всех фациях пород интрузии порфиоровидных гранитоидов олигоцен-миоценового возраста, но особенно часто в аплит-пегматитах и пегматитах Мегринского и Памбакского плутонов.

Ураноторит образует тетрагональные призматически-бипирамидальные кристаллы (рис. 85) с хорошо развитыми гранями призмы (110) и бипирамиды (111). Реже отмечается призма (100) и бипирамида (331). Кристаллы иногда деформированы, изогнуты. На гранях кристаллов часты корочки желто-белых землистых продуктов изменения—хибрита—водного сульфосиликата тория, урана, железа.

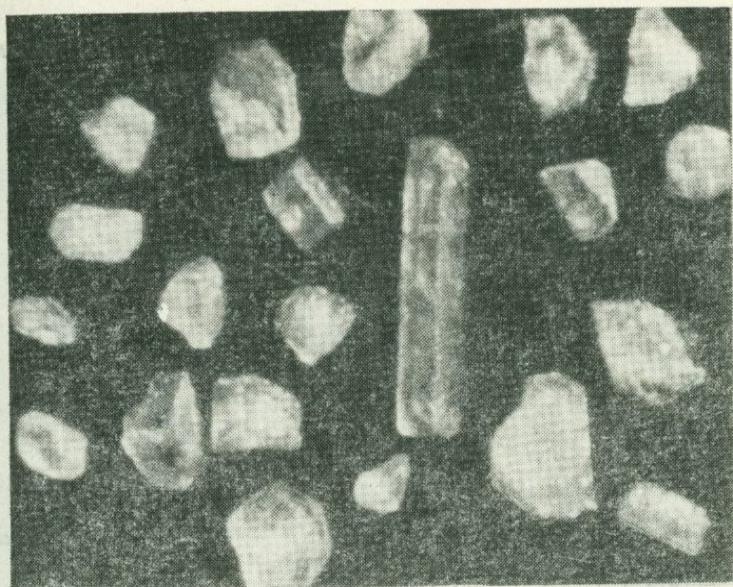


Рис. 85. Изумрудно-зеленые кристаллы ураноторита (Мегринский плутон).
По Б. М. Меликсетяну.

Цвет изумрудно-зеленый, зеленый, желто-зеленый. Прозрачный. Под микроскопом просвечивает желто-зеленым цветом. Изотропен вследствие метамиктного распада. Показатель преломления $N \geq 1,78-1,80$.

Рентгенограмма ураноторита получена после прокаливании при $t=900^\circ$ (табл. 159). Вычисленные параметры элементарной ячейки: $a_0=7,16 \text{ \AA}$, $c_0=6,36 \text{ \AA}$.

В зеленом ураноторите химическим анализом установлено $\text{UO}_2=9,8\%$, а кроме того спектральным анализом—основные компоненты состава (табл. 160).

Кроме того, в виде примеси спектральным анализом установлены: Be (0,003—0,01%), Li (0,001%), Sn (0,001%), Mn (0,03%), Al (0,01—0,3%), Nb (0,003—0,01%), Ba (0,003%) и др.

Ураноторит—характерный минерал порфировидных гранитоидов и гранитных пегматитов, встречается в ассоциации с ксенотимом, цирколитом, гидротритом, флюоритом, эвксенитом, самарскитом и уранинитом. Нахождение ураноторита ограничивается поздними фазами гранитоидов Мегринского и Памбакского плутонов.

Таблица 159

Межплоскостные расстояния ураноторита

М е г р и			
l	d n	l	d n
4	4,74	10	1,976
9	3,58	6	1,890
4	3,307	10	1,688
5	3,005	3	1,387
5	2,850	5	1,262
4	2,189	3	1,071

Анализ выполнен в лаборатории ИГН АН АрмССР, Хуршудян Э. Х. Условия съемки: Fe α , D=57,3, d=0,6 мм. Обр. прокален t=900° в течение 3 ч.

Таблица 160

Химический состав ураноторита* (в %)

	Si	Th	U	Ca	Fe	Zr	Pb	Y	Yb	Sc	P
1	>10	5—10	>5	1,0	0,3—1,0	0,1	0,01	0,1—0,3	0,03	0,001	0,3—1,0
2	>10	>5	>5—10	1,0	0,3—1,0	0,3	0,03	0,3	0,03	—	0,3—1,0

* По данным приближенно-количественных спектральных анализов, выполненных в лаборатории ИГН (М. Я. Мартиросян).

1. Порфировидный гранит (Мегри); 2. Порфировидный граносенит (Памбак).

Вёлерит—NaCa₂(Zr, Nb)[SiO₄]₂F. Химический состав, по данным И. П. Тихоненкова и М. Е. Казакова: SiO₂—30,32%, Nb₂O₅—16,79%, Zr—15,53%, CaO—28,15%, Na₂O—7,87%, FeO—2,4%.

Образует призматические и таблитчатые кристаллы тетрагональной сингонии (рис. 86). Размеры кристаллов 0,2—3 мм. Обычны удлиненно-призматические, реже таблитчатые кристаллы. Цвет велерита от бледно-лимонно-желтого до желто-коричневого. Прозрачен. Блеск стеклянный. На гранях кристаллов характерна вертикальная штриховка и отчетливая спайность в двух направлениях. Двуосный, отрицательный. Удлинение отрицательное, $-2v=46-59^\circ$, $N_g=1,730$, $N_p=1,712$. Двупреломление порядка 0,012—0,020.

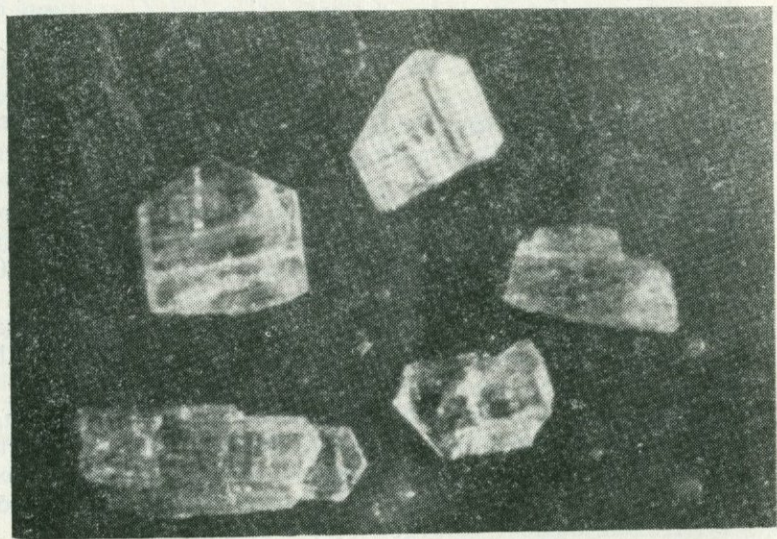


Рис. 86. Призматически-пластинчатые кристаллы лимонно-желтого велерита. Увел. 12. По Б. М. Меликсетяну.

Данные рентгенометрического анализа (табл. 161) указывают на близость к эталонному велериту по Е. И. Семенову (1958).

Характерной особенностью химического состава велерита являются примеси: Ti (0,01%), Hf—0,03%, Y—0,1%, Ce—3,0%, La—1%, Th—0,3—1%. Приведенный состав близок к редкоземельному—велериту. Велерит встречается в высокоглиноземистых нефелиновых сиенитах и пегматитах, особенно фельдшпатоидных разностях, а также в альбититах в ассоциации с цирконом, бадделейтом, пирохлором, лопаритом, сфеном, флюоритом и меланитом.

Межплоскостные расстояния велерита

l	d/n	l	d/n	l	d/n
3	3,34	2	2,212	3	1,665
4	3,27	1	2,080	2	1,541
3	3,16	3	1,994	5	1,485
1	3,00	4	1,941	1	1,420
10	2,895	6	1,892	3	1,263
2	2,806	4	1,800	3	1,139
2	2,615	5	1,771	3	1,110
1	2,550	5	1,727	2	1,051
1	2,315	5	1,653		

Анализ выполнен в лаборатории ИГН АН АрмССР Хуршудян Э. Х. Условия съемки: $\text{Cu}\alpha$, $D=57,3$, $d=0,5$. Эксп. 10 ч.

Иттриалит— $(Y, La, Th)_2Si_2O_7$. В химическом составе иттриалита (таленита) от $\Sigma TR_2O_3=50-65\%$, на долю иттрия и редких земель иттриевой группы приходится 45—60%, $SiO_2=28-30\%$, $FeO=1,5-4,0\%$, $ThO_2=1-10\%$.

Иттриалит встречается в ультракалиевых мусковит-микрокльновых пегматитах, развитых в эндо-экзоконтактовом ореоле Швандзорского щелочного комплекса.

Встречается в виде моноклинно-призматических кристаллов с плохо сохранившимися гранями (100), (110), (111). Чаще встречается в выделениях неправильной формы с характерным ячеисто-агрегатным строением. Обычно находится в метамиктном состоянии. Рентгеноаморфен. Изотропен, $N=1,75-1,78$.

Цвет оранжевый, желто-зеленый, зеленовато-бурый, реже красновато-бурый. Судя по черным включениям, возможно образуется при замещении эвксенита, гадолинита и др.

Таблица 162

Приближенно-количественный спектральный анализ иттриалита

	Si	Al	Fe	Ti	P	CaF	Be	Nb	Y	Yb	La	Ce	Th	U
1	>10	1,0	1—3	$\sim 1,0$	0,3	$\sim 1,0$	0,03	0,05	1—3	0,1	>3	>1	3—10	0,3—1
2	>10	0,3	0,3—1	$\sim 1,0$	0,3	0,3	0,01	0,01	>5	1,3—	>3	>1	1—10	0,1—0,3

1—Полевошпат-мусковитовый пегматит; 2—Мусковит-альбитовый пегматит.

Приближенно-количественным спектральным анализом (табл. 162) установлены наиболее характерные особенности состава иттриалита Y, La, Ce, Si, Th, U ($>3-10$), а железосодержащая разность (анализ 1) относится к роуландиту. Кроме того, встречаются Zr (0,03—0,1%), Pb (0,03%), As (0,03—0,1%), Li (0,001%), Sc (0,01—0,03%), Ga (0,003%).

Встречается в ассоциации с эвксенитом, ксенотимом, монацитом, блонстрандин-приоритом, гадолинитом, гельвином, циртолитом в полевошпат-мусковитовых пегматитах (Алдара, Шванидзор) Мегринского плутона

Гадолинит— $Y_2FeBe_2[Si_2O_{10}]$. Характерной особенностью состава является высокое содержание иттрия и $\Sigma Y_2O_3-42-50\%$, $BeO-8-10\%$, $\Sigma Ce-10-15\%$, а также U и Th ($3-10\%$).

Гадолинит встречается в виде плоско-призматических кристаллов и осколков неправильной формы. Блеск сильный, смоляной. Внешне похож на ортит. Цвет буровато-черный. Показатель преломления в неизотропизированных участках $Ng \geq 1,78$, $Np = 1,764-1,768$. Угол оптических осей большой ($+2V = 78-82^\circ$). Оптически положительный, двуосный. Плеохроизм в зеленых тонах.

Значительная часть зерен находится в изотропизированном метамиктном состоянии. Даже после прокаливании ($t = 900^\circ$) дает нечеткую дифракционную картину (табл. 163). Между тем особенности химического состава очень показательны. Весьма высокие концентрации в минерале Y, ΣY , Be, и радиоэлементов, а также Bi, Sn, Hf, B, Li указывают на необычные условия его образования в калиевых щелочных пегматитах Шванидзорского щелочного комплекса. Повышены одновременно содержания редких земель цериевой группы (табл. 164).

Таблица 163

Межплоскостные расстояния гадолинита (Мегри)

l	d/n	l	d/n
6	3,48	7	1,880
10	3,16	8ш	1,775
9ш	2,85	5	1,670
10ш	2,59	4	1,560
3	2,40	6ш	1,176
5	2,30	4	1,111
3	2,12	5	1,025

Анализ выполнен в лаборатории ИГН АН АрмССР Хуршудян Э. Х. Условия съемки: Fea, $D = 57,3$, шарик. Прокален $t = 900^\circ$ 3 ч.

Кроме того, в виде примеси установлены: Ti (0,5%), Zr (1,0%), Pb (0,1%), Sb (0,03%), Bi (0,03%), Mn (0,3—1,0%), Li

(0,001%), Ga (0,003%). Очень редкий минерал. Встречается в ассоциации с хризобериллом, эвксенитом, уранинитом, циртолитом, иттриалитом, флюоритом, бетафитом в мусковит-полевошпатовых пегматитах Шванидзорского щелочного комплекса (Мегри).

Церит—(Ce, La, Y, Th)₂[Si₂O₇]·H₂O. Химический состав церитов: ΣCe=65—70%, ΣY=1—5%, Th=1—2%, SiO₂=15—20%.

Церит редкий минерал фельдшпатовых, мусковит-полевошпатовых пегматитов и зон щелочных метасоматитов Шванидзорского и Тежсарского щелочного комплексов.

Церит обычно встречается в виде серовато-белых, желтоватых, фарфоровидного облика, бесформенных выделений. Очень редки кристаллы псевдооктаэдрического габитуса. Характерной особенностью агрегатов церита являются включения черных микроскопических выделений титанониобатов, за счет которых он разбивается. Цвет серовато-желтый, белый. Под микроскопом проявляется ячеисто-агрегатное строение. Изотропен. Показатели преломления высокие: Ng=1,825, Np=1,810, но по сравнению с ассоциированными фтор-карбонатами редких земель (паризитом) и рабдофанитом двупреломление низкое (Ng—Np≈0,015—0,020).

Таблица 164

Химический состав гадолинита*

Fe	Be	Y	La	Ce	Yb	Er	Eu	Nb	Hf	Sn	Th	U
>5	>10	>3	1—3	0,3—1	1,0	0,03	0,01	1,0	0,1	0,03	1—10	0,3—1

* По данным приближенно-количественных спектральных анализов, выполненных в спектральной лаборатории ИГН АН АрмССР.

Спектральные анализы показывают высокие (3—10%) содержания: церия, лантана, тория и кремния, а также Nb (0,1—0,3%), Pb (0,03—0,1%), Bi (0,01%), Li (0,01%), Be (0,003%), U (0,1—0,3%) и следы Zr, Hf, Ta, Cu, Sb, B, Ti, Mn.

Церит ассоциирует с рабдофанитом, гадолинитом, циртолитом, монацитом, торитом, паризитом, ортитом в щелочных натриевых и калиевых типах пегматитов, реже в зонах поздней мусковитизации и альбитизации нефелиновых сиенитов.

Встречен в пределах Шванидзорского и Тежсарского комплексов.

Тернебомит—CeAlSi₂O₈F. Состав (по данным Н. В. Свяжина, 1962): ΣCe₂O₃=62,88%, SiO₂=20,33%, Al₂O₃=10,11%, Fe₂O₃=2,61%, CaO=2,46%, п. п. п. (F)=0,78, MgO=0,92%.

Этот необычный по составу ферро-алюмо-силикат церия, содержащий вместо фосфора фтор, был обнаружен в нефелин-содалитовых пегматитах Тежсарского комплекса.

Тернебомит образует гексагонально-призматические кристаллы с хорошо развитыми гранями бипирамид. Габитус кристаллов игольчатый. Цвет зеленовато-желтый и зеленый. Характерен плеохроизм от ярко-красного по Ng до синевато-зеленого по Nm и зелено-желтого по Np. Показатель преломления $Ng \geq 1,87$, $Np = 1,83$, $Ng - Np = 0,040$. Оптически двуосный, положительный. Часто метамиктный, изотропизированный; рентгенограмма дана в табл. 165, что близко к эталону (Свяжин, 1962). Спектральные анализы тернебомита показали: Si ($>3\%$), Al (1—3%), Ca, (1—3%), Fe (1—3%), La ($\geq 3,0\%$), Ce ($>10\%$), Th ($>3,0\%$), U (0,3%), Yb (0,3%), а также Nb (0,03%), Bi (0,01%), Zn (0,01%), Cu (0,001%), Ti (0,03%), V, Na и др.

Таблица 165

Межплоскостные расстояния тернебомита (Тежсар)

l	d/n	l	d/n
3	3,95	7	2,65
4	3,45	2	2,57
5	3,17	6	2,52
10	2,87	3	2,45
4	2,77	—	—

Анализ выполнен в лаборатории ИГН АН АрмССР Хуршудян Э. Х. Условия съемки: Fea, $D=57,3$, $d=0,45$. Обр. прокален 3 ч. $t=950^\circ$.

Характерная для тернебомита ассоциация минералов включает церит, монацит, велерит, флюорит, бритолит и другие редкоземельные минералы в оригинальных содалит-нефелиновых пегматитовых жилах Памбакского щелочного комплекса.

Гелландит— $Y_2Ca_2Al_2Si_3O_{14} \cdot 4H_2O$. По химическому составу близок к иттриориту: ΣY —35—40%, SiO_2 —23—55%, Mn_2O_3 —5,63—5,91%, Fe_2O_3 —2,64—2,56%, Al_2O_3 —10,22%, CaO —10,05%, H_2O —7—11% (по Е. Н. Семенову).

Этот редкий алюмосиликат кальция был обнаружен в розовых фельдшпатолитах Бундукского интрузива щелочных сиенитов.

Образует весьма совершенные кристаллы с сильно развитыми гранями призмы (100), (110) и сложных бипирамид (301), (308), (201), и (103). Облик кристаллов столбчатый со скошенными

ми вершинами. Окраска кристаллов ярко-желтая, желто-коричневая. Прозрачный, со стеклянным блеском.

В проходящем свете просвечивает лимонно-желтым цветом со слабым плеохроизмом $Ng > Np$. Двуосный положительный. Показатели преломления: $Ng' = 1,639$, $Np' = 1,631 \pm 0,003$. Двупреломление порядка 0,010. Рентгеноаморфен.

Спектральный анализ небольшой навески показал сильные (более 1—3%) линии иттрия, кальция, магния, кремния, марганца.

Гелландит ассоциирует с давидитом, ксенотимом, ураноторитом, ильменитом, иттротитанитом, циртолитом, бритолитом и др. в измененных фельдшпатолитах Бундукского массива, залегающих вдоль южной эндоконтактовой зоны.

Гелландит достаточно надежно диагностируется по характерной форме кристаллов, оптике и составу.

Меланоцерит— $Ca_4CaBSi_2O_{12}(OH)$. Состав: $\Sigma Ce_2O_3 = 40—45\%$, $\Sigma Y_2O_3 = 3—10\%$, $B_2O_3 = 3—7\%$, $CaO = 7—10\%$, $SiO_2 = 12—13\%$. Образует кристаллы гексагонально-призматического габитуса. Нередки шестоватые кристаллические агрегаты. Как правило, кристаллы меланоцерита (карноцерита) корродированы, покрыты корочкой желтого высокодвупреломляющего вторичного минерала (рабдофанита?).

Изотропен, $N = 1,730—1,768$. Цвет черно-бурый, буро-коричневый. Размеры кристаллов варьируют 0,5—1,5 мм.

Рентгенометрический анализ (табл. 165) и рассчитанные параметры элементарной ячейки ($a_0 = 8,16 \text{ \AA}$, $c_0 = 6,87 \text{ \AA}$) указывают на идентичность меланоцерита, обогащенного торием (до 0,5—1,0%) (карноцерита) с эталоном.

Приближенно-количественный спектральный анализ показал высокое содержание церия, иттрия, урана и тория: $Si = 0,5—1\%$, $Al = 0,3—1\%$, $Y = 0,3—1\%$, $Yb = 0,3\%$, $La > 3\%$, $Ce > 10\%$, $U = 0,3\%$, $Th = 0,3—1\%$.

В виде примеси встречаются Zr (0,1—0,3%), Cu (0,001%), Pb (0,005%), B (0,1—0,3%), V (0,01%). Характерно постоянное присутствие фтора и бора, иногда до 1,0%.

Карноцерит ассоциирует с пироксеном, гатчеттолитом, ураноторитом, монацитом, бритолитом в породах и пегматитах, подвергшихся метасоматической альбитизации и мусковитизации, альбититах и карбонатитах.

Развит в пределах пегматитовых полей Тежсарского (Уляшник, Тежагет, Омар) и Шванидзорского комплексов (Калер, Алдара).

Межплоскостные расстояния карноцерита

l	d n	l	d n	l	d/n	l	d n
4	3,42	3	2,24	8	1,840	3	1,727
6	3,07	2	2,134	5	1,805	3	1,268
10	2,80	2	2,030	4	1,780	5ш	1,244
4	2,71	5	1,940	5	1,754	3	1,226

Анализ выполнен в лаборатории ИГН АН АрмССР Хуршудян Э. Х. Условия съемки: Feα, D=57,3 мм, d=0,45, эксп. 24 ч. Образец прокален t=900°.

Карнасуртит— $\text{CeTiAlSi}_2\text{O}_9 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Состав: $\Sigma\text{TR}_2\text{O}_3$ —15—17%, TiO_2 —10—12%, SiO_2 —20—30%, Al_2O_3 —5—8%, CaO —1—2%, ThO_2 —2—6%, Nb_2O_5 —2—8%, P_2O_5 —2—8%.

Алюмо-ферро-силикофосфат церия обнаружен в нефелиновых, полевошпатовых и альбитизированных пегматитах и флюорит-биотитовых зонах в ассоциации с ортитом, бритолином, титанонитами и др.

Встречается в виде пластинчатых кристаллов желтовато-зеленого цвета с характерной, хорошо развитой спайностью поперек уплощенности кристаллов. Внешне очень похож на эпидот.

В иммерсии просвечивает светло-желтым цветом без видимого плеохроизма. Показатель преломления у одноосных кристаллов колеблется в пределах 1,600—1,630. Двупреломление аномальное в ярко-синих тонах.

Таблица 167

Межплоскостные расстояния карнасуртита (Т-21) (Тежсар)

l	d/n	l	d/n	l	d/n
4	4,02	7	2,56	6	1,759
5	3,47	7	2,49	4	1,621
10	3,15	5	2,12	4	1,588
7	2,97	5	2,02	3	1,534
5	2,82	5	1,916	2	1,416
5	2,65	5	1,829	6	1,336

Анализ выполнен в лаборатории ИГН АН АрмССР Хуршудян Э. Х. Условия съемки: Feα, D=57,3 мм, d=0,45 мм. Эксп. 24 ч. Образец прокален при t=900°.

Описываемый минерал рентгеноаморфен; после прокаливания дал дифракционную картину (табл. 167), близкую к так называемому карнасуртиту открытому Кузьменко (1959) в Ловозерских пегматитах. По составу (табл. 168) он оказался близок к алюмо-бритолиту, содержащему высокие концентрации не только алюминия, но и железа, титана, а также в сотых долях процента V, Mn, Cr, Zr, Cu, Pb, Ge, Ga.

Однако оптические свойства, присутствие кроме алюминия и титана значительного количества железа, стронция, марганца натрия не позволяют отнести минерал к бритолиту. Он более близок к карнасуртиту, с рентгенограммой которого дебаграмма тежсарского алюмо-титано-ферро-силикофосфата церия проявляет заметное сходство. Возможно, это новая промежуточная разновидность между карнасуртитом и бритолитом, требующая дополнительных детальных исследований.

Таблица 168

Химический состав карнасуртита (по данным спектрального анализа, аналитик М. Я. Мартиросян)

Si	Al	Ca	Fe	Ti	V	La	Ce	Sr	Th	Yb
10	5	3	5	0,3—1	0,05—0,1	1—3	5	0,5	3	0,05

Ринкит— $\text{CeNa}_2\text{Ca}_4\text{Ti}[\text{Si}_4\text{O}_{15}\text{F}_3]$. Химический состав: $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3 = 12—21\%$, $\text{CaO} = 22—27\%$, $\text{Na}_2\text{O} = 6—9\%$, $\text{TiO}_2 = 5—15\%$, $\text{SiO}_2 = 27—30\%$.

Ринкит (ринколит) встречен в нефелиновых и нефелин-содалитовых пегматитах Тежсарского комплекса. Он образует правильные призматические кристаллы (рис. 87) с характерной штриховкой вдоль удлиненности. Кристаллы ринкита имеют иногда игольчатый габитус. Размеры кристаллов от 0,05 до 0,2 мм, редко более. Цвет варьирует от желтого и бледно-желтого до бесцветного. В иммерсии плеохроирует от желтоватого по Ng до бесцветного по Np. Угасание прямое. Оптически двусный, положительный, $\text{Ng} = 1,685—1,693$, $\text{Np} = 1,671—1,680$. Характерно отрицательное удлинение. Двупреломление низкое, порядка 0,01—0,012, редко достигает 0,003—0,005. Иногда совершенно изотропен. В природном виде рентгеноаморфен. После прокаливания дает дифракционную картину, сходную с эталоном ринкита—ринколита (табл. 169).

Ринколит весьма характерный минерал щелочных пород, особенно нефелиновых сиенитов. Сравнение рентгенограмм указывает на значительное сходство с известными дебаграммами рин-

колита и ринкита. Некоторые различия связаны с изменчивостью состава минералов этой группы. Химический состав ринкита, по данным спектрального анализа, представлен в табл. 170. Характерно присутствие Ce, La, Yb, Zn, Hf, Nb.

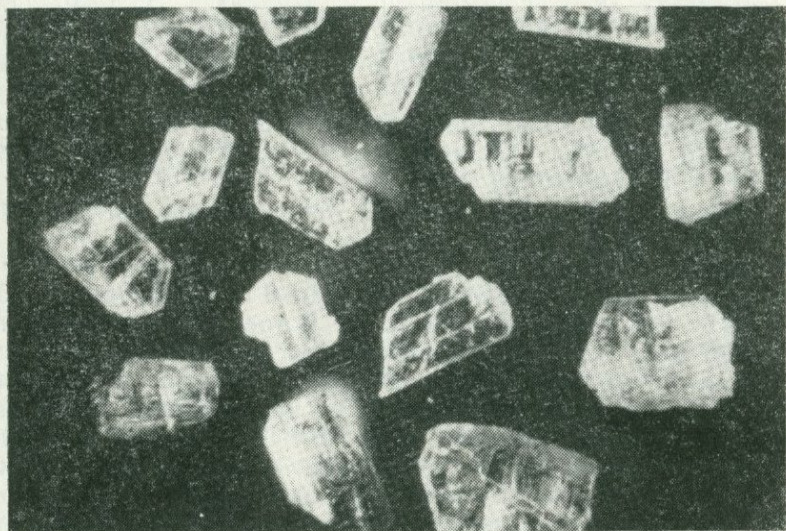


Рис. 87. Желтые пластинчато-призматические кристаллы ринкита (Тежсарский комплекс). Увел. 12. По Б. М. Меликсетяну.

Таблица 169

Межплоскостные расстояния ринкита (ринколита) (Тежсар)

I	d/n	I	d/n
3,5	3,99	3	2,02
5	3,49	2	1,931
5	3,31	4	1,835
10	3,16	4	1,761
8	2,97	5	1,597
3Ш	2,81	4Ш	1,535
5	2,65	3	1,415
4Ш	2,52	2	1,363
3	2,43	3	1,335
5	2,12		

Анализ выполнен в лаборатории ИГН АН АрмССР Хуршудян Э. Х. Условия съемки: Fe α , D=37,3, d=0,45 мм. Эксп. 24 ч.

Химический состав ринкита (по данным спектрального анализа,
аналитик Мартirosян М. Я.)

Si	Ca	Ti	Zr	Hf	Nb	Y	La	Ce	Yb	Th	U
3—5	3	0,3—1	0,8	0,08	0,1	0,5	3—10	10	0,3	3	1

Из других примесей отметим: Al (0,5%), Fe (0,1%), Mn (0,01%), Cu (0,003%), Pb (0,01%), Bi (0,001%), Ga (0,003%), Na (0,10%), P (0,3—1,0%) и др.

Ринколит на Тежсаре приурочен лишь к сильно обогащенным нефелином пегматитам.

Чевкинит— $\text{Ce}_4\text{Fe}_2\text{Ti}_3\text{Si}_4\text{O}_{22}$. Химические анализы указывают на высокое содержание ΣCe —40—45%, Th—1—4%, TiO_2 —15—20%, Nb_2O_5 —0,5—5%, Fe_2O_3 —3—7% и др. Встречается в альбит-мусковитовых пегматитах щелочных комплексов Памбака, Зангезура.

Чевкинит образует пластинчатые кристаллы моноклинной сингонии, но чаще встречается в виде неправильных выделений. Цвет черно-бурый, буро-оранжевый. Блеск сильный, смолистый. Под микроскопом плеохроирует в бурых тонах по Ng и до бледно-коричневого по Nr. Оптически двусосный положительный. Показатель преломления варьирует $N=2\text{—}2,1$. Частично изотропизирован.

Таблица 171

Межплоскостные расстояния чевкинита

l	d/n	l	d/n
6	4,67	4	2,900
5	3,70	2	2,568
3	3,51	3	2,460
2	3,40	1	2,332
6	3,23	3	1,686
4	3,14	1	1,590
2	2,97	1	1,540

Анализ выполнен в лаборатории ИГН АН АрмССР Ревазовой Н. В.
Условия съемки: $D=57,3$, $d=0,4$ мм. Образец не прокален.

Рентгенограмма чевкинита в связи с изотропизацией дает неудовлетворительную диффракционную картину (табл. 171), сходную с эталоном чевкинита (Семенов Е. И., 1963).

Спектральным анализом (анал. М. Я. Мартиросян) установлены: Si ($>8,0\%$), Al ($1-3\%$), Mg ($0,3\%$), Ca ($>10\%$), Fe ($0,6-1,0\%$), Na ($0,3\%$), Ti ($>10\%$), Nb ($0,05\%$), Y ($0,5-0,7\%$), Yb ($0,05\%$), La ($6,0\%$), Ce ($>8,0\%$), Sr ($0,4\%$), Ba ($0,06\%$), P ($>1-3\%$), Sc ($0,03\%$), Th ($1-3\%$).

Нахождение чевкинита в альбитизированных мусковитизированных пегматитах полевошпатового состава, в ассоциации с редкоземельными минералами—сфеном, ортитом, монацитом, велеритом, пирохлором, возможно связано с изменением титанита. Обнаружен в пределах развития щелочных пород Мегринского и Памбакского плутонов.

Берилл— $\text{Al}_2\text{Be}_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$. Химический состав: BeO — $14,1\%$, Al_2O_3 — 19% , SiO_2 — $66,9\%$, часто Na до $1-2,5\%$.

Обнаружен А. К. Бабаджаняном (1970) внутри Шванидзорского щелочного комплекса в слюдисто-полевошпатовых пегматитовых маломощных жилах в ассоциации с микроклином, мусковитом, биотитом.

Кристаллы берилла имеют короткостолбчатый габитус с хорошо развитыми гранями гексагональной призмы (1010), дипирамиды (1011) и пинакоида (0001). Иногда кристаллы имеют неправильную форму. На гранях кристаллов заметны вертикальная штриховка и вrostки шерла, мусковита и биотита.

Цвет розовато-белый. Удельный вес $2,72$. Излом раковистый. Показатели преломления: $n_g=1,581\pm 0,002$, $n_p=1,574\pm 0,002$, $n_g-n_p=0,007$. Одноосный, отрицательный. Плеохроизм слабый—от бесцветного до бледно-розового ($n_g>n_p$). Оптические данные и результаты рентгенометрического анализа приведены в табл. 172, по А. К. Бабаджаняну (1970).

Рассчитанные параметры элементарной ячейки следующие: $a_0=9,21$, $c_0=9,29 \text{ \AA}$, $a_0:c_0=0,997$.

Результаты химического анализа и параметры элементарной ячейки мегринского берилла (табл. 173) позволяют отнести его к натриевой разновидности (А. А. Беус, 1956).

Кроме главных компонентов в бериллах установлены: Ga ($0,03\%$), Cu, Y, V ($0,001\%$), Zn ($0,3\%$) и Nb ($0,1\%$). Для щелочных бериллов весьма характерны повышенные содержания лития, рубидия и цезия.

Проявление берилла в замещенных полевошпат-мусковит-турмалиновых пегматитах и щелочной состав его указывают на образование в заключительные стадии пегматитового процесса.

По данным А. К. Бабаджаняна (1970), берилл в ассоциации с турмалином, щелочными полевыми шпатами и слюдами встречается в мусковитовых пегматитах в экзоконтактовой зоне Шва-

Межплоскостные расстояния берилла

l	d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n
4	4,780	8	1,748	8	1,266	4	1,014
4	4,064	4	1,717	8	1,203	1	1,003
10	3,320	7	1,632	1	1,177	5	0,995
5	3,070	3	1,598	5	1,152	3	0,973
10	2,900	4	1,578	3	1,139	3	0,967
6	2,550	7	1,521	5	1,117	5	0,960
3	2,336	5	1,460	3	1,105	4	0,920
2	2,239	6	1,434	3	1,085	6	0,914
4	2,167	6	1,368	2	1,075	3	0,902
1	2,072	2	1,329	2	1,067	7	0,893
6	2,002	1	1,304	6	1,050	3	0,880
4	1,796	8	1,290	1	1,026	10	0,824

Анализ выполнен в лаборатории УГ АрмССР В. К. Мкртчян. Условия съемки: Cu—излучение, D=57,3, d=0,4 мм.

Таблица 173

Химический состав берилла (по А. К. Бабаджаняну)*

Окислы	Содерж. в %	Окислы	Содерж. в %
SiO ₂	63,24	BeO	12,21
TiO ₂	0,06	MnO	0,03
Al ₂ O ₃	18,28	K ₂ O	0,41
Fe ₂ O ₃	0,34	Na ₂ O	2,73
FeO	1,87	P ₂ O ₅	0,08
CaO	0,57	H ₂ O	0,38
MgO	0,15	Σ	100,35

* Анализ выполнен в химлаборатории СЗГУ МИНГЕО СССР.

нидзорского щелочного комплекса на стыке с древними амфиболитовыми метаморфическими сланцами. Кроме того, в районе развалин с. Ернадзор, сс. Ньюади, Тос берилл встречен в кварцитовых метасоматитах и скарнах совместно с другими редкометаллическими минералами.

Берtrandит—Be₄[Si₂O₇][OH]₂. Химический состав: BeO—40,67%, SiO₂—50,12%, H₂O=8,87%.

В некоторых сильно замещенных нефелин-сиенитовых пегматитах и особенно в зонах поздних флюорит-биотитовых карбонатов встречаются скрытокристаллические агрегаты в сростании с флюоритом, полилитионитом и вторичными редкоземельными минералами в пределах Тежсарского комплекса.

Форма выделений обычно скрытокристаллическая, сферолитовая. Очень редки пластинчатые по (001) кристаллики, размером 0,2—0,3 мм. Цвет беловато-желтый, зеленовато-серый, иногда бледно-фиолетовый. Под микроскопом в иммерсионных препаратах имеет агрегатное строение; слабо плеохроирует в бледно-зеленовато-желтых тонах. Показатели преломления: $N_g = 1,530—1,558$, $N_p = 1,526—1,541$ с двупреломлением порядка (0,018—0,023). Погасание сферолитовое, часто волнистое. Двуосный, отрицательный. Наличие многочисленных сростаний и низкий удельный вес (2,5—2,6) не позволили выделить монокристаллические фракции и поэтому рентгенограмма минерала оказалась ненадежной.

Берtrandит—бериллиевый минерал вторичного происхождения, возможно за счет близко неопределимого минерала группы эпидимита—бериллийсиликата натрия, весьма характерного для нефелин-сиенитовых пегматитов с высокими содержаниями бериллия (0,002—0,003%).

Спектральным анализом (лаб. ИГН АН АрмССР, аналитик М. Я. Мартиросян) в тонкокристаллических агрегатах берtrandита установлены: Be (>3%), Ce (0,3—1,0%), Ba (0,1—0,3%), Mn (0,1—0,3%), Li (0,1%), Ca, Na (1—3%), Si (1—3%), Al (0,3—0,5%), Fe (1,0%), а также примеси La, Sr, Pb, Cu, Zn.

Берtrandит ассоциирует с фторкарбонатами редких земель (паразитом), полилитионитом, флюоритом, железо-марганцевистыми вторичными минералами и др. Встречается в гидротермалитах и пегматитах Тежсарского комплекса.

Гельвин— $3(\text{Fe}, \text{Mn})[\text{BeSiO}_4] \cdot \text{S}$. В химическом составе до 13,5% BeO; Fe_2O_3 —2%, Al_2O_3 —4,0%.

Встречается в виде тетраэдрических или псевдооктаэдрических кристаллов кубической сингонии, чаще в остроугольных зернах. Обычны зернистые агрегаты. Цвет ярко лимонно-желтый, розовый, красно-коричневый. Блеск стеклянный, излом раковистый. Спайность несовершенная (111). Внешне очень сходен с гранатом.

Под микроскопом в иммерсии просвечивает ярко-розовым цветом. Слабо анизотропен. Показатель преломления $N \sim 1,685$.

Межплоскостные расстояния (табл. 174) и параметры элементарной ячейки указывают на близость к промежуточному члену ряда гельвин-гентгельвин, т. е. является железисто-марганцевой разностью.

Межплоскостные расстояния гельвина (Мегринский плутон)

l	d/n	l	d/n	l	d/n
1	3,718	10	1,937	3	1,415
9	3,332	2	(1,833)	3	1,370
1	2,860	4	1,680	3	1,337
6	2,586	2	1,606	2	1,280
2	(2,372)	2	1,494	2	1,257
9	2,163	3	1,450		

Анализ выполнен в лаборатории ИГН АН АрмССР Ревазовой Н. В. Условия съемки: Fe α , D=57,3. Эксп. 12 часов.

Приближенно-количественный спектральный анализ показывает следующий состав: Mn (>10%), Fe (>10%), Be (5—10%), Si (>10%), Al (0,3—0,6%), Ca (0,5%), Mg (0,3%), Cu (0,001%), Zr (0,3—1%), Sn (0,02%).

Гельвин обнаруживается преимущественно в щелочных калиевых и натриевых пегматитах Мегринского плутона, особенно в районах развития щелочных фаций. Характерна ассоциация с хризобериллом, циртолитом, корундом, лепидолитом, флюоритом, меланитом и др., в связи с проявлением альбит-мусковитового замещающего комплекса (Шванидзор, Калер).

Сподумен—LiAl[SiO₃]₂. Состав: Li₂O—8,1%, Al₂O₃—27,4%, SiO₂—64,5%.

Сподумен, как и берилл, встречается в слюдистых пегматитах в виде небольших гнездообразных выделений среди чешуек мусковита (Бабаджанян А. К., 1970). Кроме того он отмечается в калиевых пегматитах Памбака и в измененных эндоконтактных фациях Кохбского массива (Мелконян Р. Л., 1976).

Сподумен в пегматитах имеет форму неправильных таблитчатых кристаллов размером 2×3 мм, а в измененных гранитондах встречается в виде призматических кристаллов с характерной вертикальной штриховкой.

Цвет серовато-белый, иногда с зеленоватым оттенком. Блеск стеклянный с перламутровым отливом. Под микроскопом бесцветный, зеленоватый, со слабым плеохроизмом. Двусный положительный 2V=66—67°, c:Ng=23—25°. Показатели преломления: Ng'=1,677, Np'=1,662.

Химическим анализом в сподуменсодержащей бораздовой пробе пегматита установлено Li (1,80%), Be (0,006%), Rb (0,16%). Кроме того спектральным анализом установлено: Be (0,03%), Li (>3%), Si, Al, Fe, Ca, Na (~1,0%), Sn, Ti, Mn (0,1%), Nb, Cu, Zn (0,03%).

Межплоскостные расстояния сподумена

Кохб		Мегри		Кохб		Мегри		Кохб		Мегри	
l	d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n
2	5,98	—	—	2	2,058	5	2,050	3	1,308	6	1,313
4	4,77	—	—	2	1,973	—	—	3	1,246	3	1,256
1	4,44	6	4,447	7	1,903	4	1,920	3	1,204	8	1,214
6	4,15	6	4,210	6	1,838	8	1,860	3	1,182	—	—
2	3,74	—	—	1	1,791	1	1,800	2	1,128	2	1,123
5	3,43	4	3,48	1	1,740	3	1,740	3 _ш	1,081	4	1,079
8ш	3,058	—	—	3	1,675	1	1,688	1	1,054	4	1,041
10дф	2,921	10	2,921	—	—	8	1,608	1	1,039	6	1,030
9дф.	2,763	10	2,795	5ш	1,590	9	1,568	4	1,008	7	1,014
—	—	2	2,673	4	1,561	—	—	7	0,989	—	—
2	2,592	2	2,550	3	1,514	6	1,526	2	0,977	—	—
1	2,522	—	—	—	—	—	1,492	3	0,953	—	—
8	2,468	7	2,450	1	1,415	5	1,405	2	0,940	—	—
2	2,353	4	2,350	2	1,386	2	1,361	2	0,913	—	—
3	2,287	1	2,220	3	1,351	3	1,344	3	0,904	—	—
2	2,094	5	2,120	2ш	1,327	2ш	1,329	2	0,889	—	—

Анализы выполнены в лаборатории ИГН АН АрмССР, Ревазовой Н. В. Условия съемки: 1) Кохб, $Cu\alpha$, $D=57,3$, d =шарик. Эксп. 15 ч. 2) Мегри, $Cu\alpha$, $D=57,3$ мм, $d=0,4$ мм. Эксп. 9 ч.

Сподумен ассоциирует с литиомусковитом, лепидолитом, турмалином, бериллом, титанониобатами и другими редкометальными минералами. Встречается в пределах измененных гранитоидов Кохбского массива, а также в мусковитовых пегматитах Мегринского и Памбакского массивов. Подтвержден рентгенометрически (табл. 175).

Полилитионит— $KLi_2Al[Si_4O_{10}][F, OH]_2$. Содержание Li_2O 5—7%, F —9,72%.

Полилитионит образует выделения неправильной формы в брекчированных флюорит-биотитовых зонах, в мусковитизированных сиенитах и редко в измененных нефелин-сиенитовых пегматитах Тежсарского массива.

Образует тонкочешуйчатые округлые зерна или скрытокристаллические агрегаты белого и беловато-зеленого цвета с характерным перламутровым блеском. В иммерсии прозрачен с показателями преломления: $Ng=1,555$, $Np=1,540$. Межплоскостные расстояния и относительные интенсивности тежсарского полилитионита сходны с эталонным (табл. 176).

Межплоскостные расстояния полилитнионита (Т-30) (Тежсар)

l	d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n
8	9,97	2	2,43	10	1,590	2	1,122
2	4,87	5	2,37	5 III	1,504	4	1,097
3	3,62	3	2,28	8	1,396	4 III	1,076
4	3,42	2	2,13	10	1,367	6 III	1,040
10	3,29	9	2,06	2	1,300	6 III	0,998
4	3,15	6	1,988	5	1,235		
2	2,96	1	1,899	4	1,147		
10	2,53	7	1,729	4	1,147		

Анализ выполнен в лаборатории ИГН АН АрмССР Хуршудян Э. Х. Условия съемки: Fea, D=57,3 мм, d=0,45 мм. Эксп. 25 часов.

Спектральный анализ полилитнионита показал высокое содержание лития (>3%) и калия (>1,0%), а также Се (0,1%), Мп (0,005%), Рb (0,001%), La (0,1%).

Полилитнионит образуется на поздних стадиях пегматитового процесса за счет замещения ортоклаза. Как правило, он ассоциирует с поздним альбитом, натролитом, поздним калишпатом, флюоритом. Полилитнионит встречается в измененных породах и пегматитах Тежсарского щелочного комплекса. В измененных пегматитах Шванидзорского комплекса встречается литийсодержащий мусковит (до 1%) мелкоагрегатного сложения. Из литиевых слюд также довольно широко распространен лепидолит (Li>10%), характерный для мусковитовых пегматитов Мегринского щелочного комплекса (А. К. Бабаджян, 1970) и Памбака.

Иттротитанит—(Са, Y) (Al, Ti) [O | SiO₄]. Содержание в обычных сфенах $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3 + \text{Y}_2\text{O}_3$ не более 2—3%, в иттротитаните (кельгауте) до 10—12%, одновременно в кристаллическую решетку входит Al₂O₃ до 5—6% (по схеме $\text{TR}^{+3}(\text{Fe}, \text{Al})^{+3} \rightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{Ti}^{+4}$). Содержание минала (TR+Y)AlSiO₆ около 15%, CaTiSiO₅ 85%. Исследование редкоземельного состава сфенов из магматических пород и пегматитов Армении выявили обогащенные TR₂O₃ до 3,5%, Y₂O₃—до 4—5% (Меликсетян Б. М., 1972, 1976). Иногда содержание достигает 3—5%, особенно в гибридизированных фациях пород.

Образует идиоморфные конвертообразные, удлиненно-призматические, клиновидные кристаллы размером 0,2—до 2 см (рис. 88). Позднемагматический редкоземельный сфен встречается в виде

сплошных зернистых масс. Показатели преломления обычного сфена больше, чем у иттротитанита: сфен. $N_g=1,99-2,10$; $N_p=1,90-1,86$; кельгаунт: $N_g=1,97-2,03$; $N_p=1,82-1,85$.

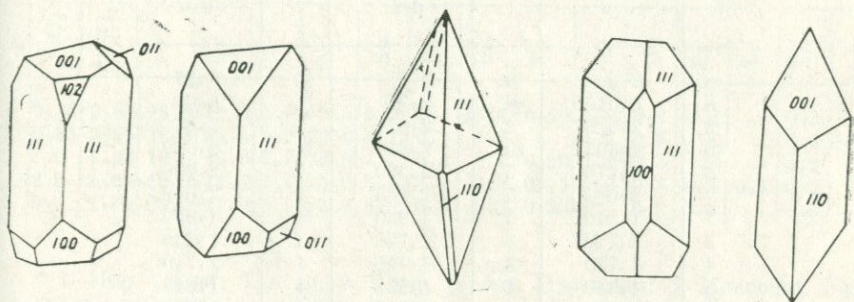


Рис. 88. Формы кристаллов сфена (иттротитанита). По Б. М. Меликсетяну.

Характерной особенностью является цвет, варьирующий у сфена от бесцветного до медово-желтого; у иттротитанита от буро-коричневого до буро-красного.

Результаты рентгенометрического анализа основных разновидностей в ряду титанит-иттротитанит приведены в табл. 177. Рассчитанные параметры элементарной ячейки возрастают от сфена к кельгаунту, в частности a_0 возрастает от 6,56 до 6,59 Å, а c_0 от 7,46 до 7,58 Å.

Химические анализы титанитов (табл. 178, 179) из различных типов пегматитов и пород Мегринского плутона и Памбакского комплекса показали, что кроме типичных иттротитанитов, доля минала $TRAlSiO_5$ варьирует от 6 до 12%. Содержание Al_2O_3 от 0,6 до 5%, Na_2O от 0,10 до 2,5%, Fe_2O_3 0,45—4,6%. Все эти особенности химизма позволяют подчеркнуть высокую изоморфную емкость титанитов (рис. 89).

В редкоземельных титанитах Армении содержание TR_2O_3 достигает 1,59—3,64%, а Y_2O_3 0,85—5,0%. Типичными иттротитанитами являются бурые сфены молодых гранитов Мегринского плутона ($\Sigma TR_2O_3 + Y_2O_3 = 6,60\%$). Рассматривая состав редкоземельных элементов, следует подчеркнуть, что для них характерны резко выраженные цериевый—неодимовый; реже гадолиниевый и иттербиевый максимумы. На долю редких земель цериевой группы приходится 95—96%, а на долю иттриевых—4—6% от суммы редких земель.

Межплоскостные расстояния сфена и кельгауита

Медовый		Бесцветный		Бурий	
l	d/n	l	d/n	l	d/n
8	3,23	9	3,27	6	3,27
8	3,010	6	2,99	5	3,02
3	2,880	2	2,870	4	2,86
10	2,603	10	2,610	10	2,620
6	2,270	5	2,290	5	2,290
7	2,060	5	2,063	5	2,072
5	1,910	5	1,930	4 _{III}	1,930
5	1,740	3	1,778	4	1,750
4	1,720	3 _{III}	1,718	4 _{III}	1,710
5	1,640	4	1,638	4	1,647
7	1,550	3	1,560	2	1,563
9	1,498	5	1,492	3	1,496
5	1,409	7	1,417	4 _{III}	1,422
5	1,348	5	1,342	2	1,347
6	1,304	5	1,306	3	1,308
	1,274	—	—	3	1,277

Анализ выполнен в лаборатории ИГН АН АрмССР, Хуршудян Э. Х. Условия съемки: Feα, D=57,3, d=0,4 мм. Эксп. 24 ч.

Таблица 178

Химический состав редкоземельного сфена из щелочных пород

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TR ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	Nb ₂ O ₃	Th	п. п. п.
1	28,4	30,55	5,16	4,64	0,10	17,91	0,28	2,50	1,20	2,60	0,85	0,42	0,16	0,44
2	29,30	39,15	н. о.	0,45	сл.	25,13	—	0,50	—	2,80	5,0	0,50	0,54	0,2

* Химические анализы выполнены в химической лаборатории ИМГРЭ (аналитик Разина И. С.). 1. Тежсарский комплекс. 2. Мегринский плутон.

Кроме рассмотренных редких элементов в виде преимущественно изоморфных примесей присутствуют: Sr (0,1—0,3%), Al (1—3%), Mn (0,03—0,1%), Ni, Co (0,001%), V (0,01%), Mo (0,001—0,003%), W (0,03—0,1%), Nb (0,5—1,0%), Zr (0,3—1,0%), Hf (0,01%), Cu (0,01—0,03%), Pb (0,001—0,003%), Sn (0,001—0,003%), Ba (0,1—0,3%), Be (0,001%), Th (0,1—0,3%), U (0,003—0,03%), Ga (0,003%) и др.

Средние содержания иттрия и редких земель* в титанитах

	Содерж в %		Содержание ланганоидов в $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3=100$													
	Y_2O_3	TR_2O_3	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu
1	0,85	2,60	13,3	38,9	5,8	19,5	2,9	0,6	16,4	0,20	1,2	0,1	0,6	—	0,5	—
2	0,35	3,64	13,5	38,5	6,2	20,6	4,1	0,1	3,6	—	1,2	0,3	0,8	—	0,4	10,8
3	3,0	1,23	16,0	42,0	7,3	22,0	4,7	0,4	1,0	0,20	1,3	0,3	0,5	—	0,2	—
4	2,5	1,65	19,0	43,0	6,1	23,0	3,4	0,3	0,9	0,15	0,9	0,3	0,3	0,1	0,2	—
5	5,0	1,59	20,0	41,0	5,9	23,0	3,9	0,4	1,9	0,30	0,9	0,2	0,3	—	0,3	0,5

* 1. Неф. сиенит, Тежсар; 2. Порф. гранит, Маргаовит; 3. Монцонит, Мегри; 4. Сиенит, Шванидзор; 5. Порф. гранит, Вохчи. Анализы выполнены Р. Л. Баринским (ИМГРЭ).

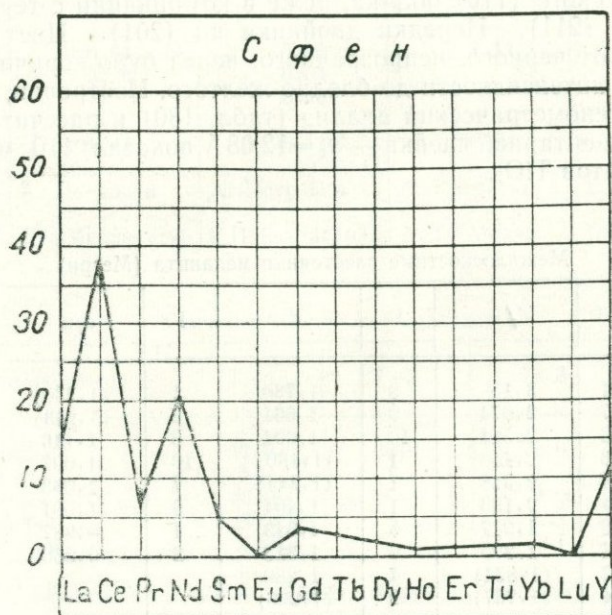


Рис. 89. Распределение РЗЭ в сфенах. По Б. М. Меликсетяну.

Сфены ранней генерации, как правило, содержат небольшие концентрации редких земель, иттрия и других редких элементов, меньше чем бурые сфены поздней генерации. Типичные кельгауниты встречаются в альбитизированных, мусковитизированных разновидностях пород и замещенных пегматитах. Последний, как правило, ассоциирует с цирконом, циртолитом, ксенотимом, апатитом, гранатом, ортитом и редкоземельными минералами. Особенно широко развиты сфены и кельгауниты среди фаций высокоглиноземистых щелочных пород и пегматитов Мегринского и Памбакского комплексов.

Меланит— $\text{Ca}_3(\text{Al,Fe,Ti})_2[\text{SiO}_4]_3$. Минералы группы граната широко развиты на территории Армянской ССР, в различных генетических типах месторождений. Остановимся на довольно редком типе—меланите (шорломите), являющемся концентратором редких элементов и широко распространенным в формации нефелиновых сиенитов.

Меланит образует округлые агрегаты в сиенитах и пегматитах (3—5 см в поперечнике) и идиоморфные кристаллы ромбододекаэдрического (110) облика, реже в комбинации с тетрагон-триоктаэдром (211). Нередки двойники по (201). Цвет меланита варьирует от черного, непрозрачного, через буро-коричневые тона различной интенсивности до бледно-желтого. Изотропен, $N=1,92-1,96$. Рентгенометрический анализ (табл. 180) и рассчитанный параметр элементарной ячейки— $a_0=12,08 \text{ \AA}$ показал 110 молекулярных процентов TiO_2 .

Таблица 180

Межплоскостные расстояния меланита (Мегри)

I	d/h	I	d/h	I	d/h
1	3,15	3	1,730	1	(1,230)
7	2,674	9	1,664	2	(1,213)
2	2,544	10	1,604	8	1,116
6	2,446	1	(1,480)	10	1,097
3	2,348	1	(1,444)	7	1,063
4	2,183	1	1,404	3	1,001
6	1,947	5	1,343	4	0,987
4	1,895	6	1,313	2	0,960
2	(1,831)	4	1,280		
4	(1,767)	2	(1,266)		

Анализ выполнен в лаборатории Львовского университета. Условия съемки: $\text{Cu}\alpha$, эксп. 12 часов.

Химический состав и пересчитанные по ним кристаллохимические формулы (молекулярный состав) меланитов Тежсара, приводятся в таблицах 181, 182.

Таблица 181

Химические составы меланитов из щелочных и нефелиновых сиенитов и пегматитов Тежсара

Окислы	Т—1	Т—2	Т—3	Т—4
	Нефелиновый меланитовый сиенит	Нефелин- меланитовый пегматит	Меланитовый пегматит	Нефелиновые сиениты с меланитом
SiO ₂	35,81	36,00	35,56	34,26
TiO ₂	1,33	2,39	0,66	3,43
Al ₂ O ₃	22,00	6,93	5,92	6,41
Fe ₂ O ₃	5,12	20,31	22,75	19,52
FeO	3,44	1,91	2,65	3,11
MnO	2,24	сл.	2,40	2,14
CaO	28,05	29,03	28,58	30,16
MgO	1,60	0,44	0,11	0,68
ZrO ₂	0,33	—	—	—
Nb ₂ O ₃	0,014	—	—	—
TR ₂ O ₃	0,43	—	—	—
Na ₂ O	0,64	0,06	0,11	0,12
K ₂ O	0,24	0,04	—	0,04
п. п. п.	—	0,40	—	0,35
Сумма	101,24	100,51	98,74	100,22
Аналитик	А. Петросян	А. Петросян	А. Петросян	Е.А.Свержинская
Автор	Б.М.Меликсетян	Г.П.Багдасарян	А. Г. Мидян	В. Н. Котляр

Таблица 182

Компонентный состав гранатов

Молекулы гранатов	Т—1	Т—2	Т—3	Т—4
Анрадитовая	17,0	68,0	79,0	64,0
Пироповая	5,4	1,5	—	2,3
Гроссуляровая	65,9	26,3	9,9	21,6
Альмандиновая	7,7	4,2	6,4	7,2
Спессаритовая	5,0	—	5,7	4,9

По особенностям химического состава магматический гранат из нефелиновых сиенитов и пегматитов относится к анрадит-гроссуляровому ряду с повышенным содержанием TiO₂ (0,66—3,43%), т. е. к типичному меланиту. Для меланита Тежсарского комплекса характерны значительные вариации в содержании

TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Fe_2O_3 и щелочей. Компонентный состав гранатов иллюстрируется таблицей 182, по которой можно видеть, что значительная часть их приходится на андрадит и гроссуляр. Содержание миналов пиропы и альмандина невысокое (4—7%), а спессартита—достигает 5—5,7%.

Благодаря характерным для меланита изоморфным замещениям, кроме главных компонентов в его составе участвует и ряд редких элементов. Меланит из меланитовых сиенитов характеризуется высокими содержаниями таких элементов, как Y, TR, Nb, Th, U. В составе суммы редких земель примерно 60% приходится на цериевые, а 40%—на иттриевые редкие земли (табл. 183, 184).

Таблица 183

Содержание редких элементов в меланите*

№ обр.	П о р о д а	Содержание в процентах					
		ZrO ₂	Nb ₂ O ₅	$\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$	Y ₂ O ₃	Th	U
1	Нефелиновый меланитовый сиенит (Кежмар)	0,34	0,014	0,43	0,17	0,004	0,0024
2	—	0,32	—	0,55	0,25	—	—

* По материалу Меликсетяна Б. М. (анализ № 1), анализ выполнен в лабораториях ИМГРЭ. Химические определения: $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ —М. Е. Казаковой; ZrO₂—Е. Чулковой; Nb₂O₅—Е. Чулковой; U и TR—Н. Антонян (Громовская экспедиция). Расшифровка TR—Р. Л. Баринским. Анализ № 2 по данным И. Е. Кочиняна (1975).

Таблица 184

Расшифровка состава редких земель в % от $\Sigma \text{R}_2\text{O}_3$ принятой за 100 в пробах 1 и 2

	$\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu
1	0,43	11,7	29,8	6,0	15,2	6,1	1,1	6,0	1,0	7,8	1,3	6,8	0,5	6,0	0,8
2	0,55	2,7	9,7	2,7	4,8	4,6	0,6	5,7	0,7	6,0	0,8	5,2	0,9	6,7	0,9

Спектральные анализы установили более обширную группу кристаллохимически входящих в структуру меланита редких элементов среди которых в первую очередь отметим: Mn ≥ 3, Sn (0,001%), Ge (0,001%), Be (0,001%), Y (0,03%), Sr (0,01—0,03%), Li (0,03%), Nb (0,1—0,3%), Zr (0,1—0,5%), S (0,003%).

Меланит ассоциирует с нефелином, содалитом, редкоземельными минералами, сфеном, апатитом, флюоритом, а также андрадитом, спессартитом, гроссуляром.

В щелочных сиенитах меланит проявляется как в магматическую, так и в позднемагматическую стадию в виде зон меланитизации пород, альбититовых жил и самостоятельных жил (до 10 см). В пегматитах меланит образует крупные идиоморфные кристаллы.

Меланит очень широко распространен в Тежсарском щелочном комплексе, меньше в щелочных сиенитах и пегматитах Мегринского плутона.

Родонит—(Mn, Fe, Ca)SiO₃. Химический состав (в %): MnO—46,0—30,0; FeO—2—12; CaO—4—6,5; SiO₂—45—48 (Бетехтин, 1961).

Родонит кристаллизуется в триклинной сингонии, оптически положительный. Показатель преломления высокий (Np 1,711—1,738; Nm 1,716—1,741; Ng 1,724—1,751), двупреломление низкое, колеблется в пределах 0,011—0,014 (Дир и др., 1965). В прозрачных шлифах бесцветный, до нежно-розового.

В рудах Армянской ССР родонит широко развит на Сваранцском проявлении марганца (Андрущенко и др., 1978) и слабо—на Зодском месторождении (Амирян, 1984). Он установлен в тесной ассоциации с браунитом, кальцитом, пьомонитом, родохрозитом. В браунит-родонитовых рудах скопления родонита представляют собой тонкозернистый агрегат, слагающий грубые извилистые полосы, которые, по мнению Андрущенко (1978), отражают первоначальное слоистое строение первичных скоплений окисных и карбонатных соединений.

Бустамит—(Mn, Ca, Fe) [SiO₃]. Бустамит—типичный минерал метаморфизованных марганцевых руд. Образуется в умеренно высокотемпературных условиях (Дир и др., 1965). Кристаллизуется в триклинной сингонии, оптически отрицательный.

Бустамит широко развит в рудах Сваранцкого проявления марганца в тесной ассоциации с родонитом. Образуется мелкозернистые агрегаты бледно-желтого цвета (Андрущенко и др., 1978). Данные рентгеноструктурного анализа бустамита из Сваранцкого проявления, по данным Андрущенко, приведены в табл. 185.

Таблица 185

Межплоскостные расстояния бустамита

l	d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n
2	7,12	10	2,85	7	2,18	4	1,766
2	4,23	1	2,72	1	2,11	3	1,647
6	3,66	1	2,61	1	2,09	3	1,564
3	3,35	1	2,55	7	2,01	7	1,543
7	3,15	5	2,40	7	1,815	2	1,455

Пъемонтит— $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe}, \text{Mn})_2 \text{Al}[\text{O}(\text{OH})|\text{SiO}_4|\text{Si}_2\text{O}_7]$

Пъемонтит кристаллизуется в моноклинной сингонии, входит в группу клиноцоизит-эпидотовой серии. Образуется главным образом в регионально метаморфизованных породах низкой и средней степени метаморфизма (Дир и др., 1965). Широко развит в метаморфизованных марганцевых рудах.

Цвет пъемонтита макроскопически красно-бурый, его легко можно спутать с гидроокислами железа. В прозрачных шлифах фиолетовый, розово-фиолетовый, плеохроирует до желтого. Показатель преломления высокий ($n_p=1,732-1,794$; $n_g=1,762-1,829$), двупреломление среднее ($0,025-0,073$).

Пъемонтит широко развит в рудах Сваранцского проявления марганца в тесной ассоциации с браунитом. В оруденелых туфах, туффитах и порфиритах образуется в виде прожилков, гнезд. В порфиритах образует псевдоморфозы по плагиоклазу. В браунитовых рудах часто наблюдаются скопления шестоватых кристаллов пъемонтита. В прожилках ассоциирует с кварцем. Размер отдельных зерен не превышает 0,2 мм.

В небольшом количестве пъемонтит встречается в рудах Саринарского и Чах-Чахского проявлений марганца, а также в перекристаллизованных кремнистых породах вулканогенно-кремнистой ассоциации офиолитовой серии Северной Армении (Арчидзор).

Данные рентгеноструктурного анализа пъемонтита из Сваранцского проявления марганца приведены в табл. 186 (по Андрущенко, 1978).

Таблица 186

Межплоскостные расстояния пъемонтита*
из Сваранцского месторождения (Андрущенко, 1978)

l	d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n
9	5,06	10	2,91	3	2,29	5	1,630
2	4,62	2	2,84	1	2,15	4	1,592
2	4,18	4	2,69	2	2,13	1	1,540
2	3,99	3	2,59	1	2,09	3	1,460
4	3,50	1	2,48	4	1,881	4	1,420
4	3,33	4	2,40	1	1,756	3	1,394

* Тонкокристаллический пъемонтит, выполняющий пустоты в туффитах. Срабердский участок.

Тулит (марганцевистый цоизит)— $\text{Ca}_2\text{Mn} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{OH}[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4]$.

Кристаллизуется в ромбической сингонии. Цвет в прозрачных шлифах розовато-желтый. Показатель преломления высокий (N_g —1,700—1,725; N_p —1,690—1,703). Двупреломление низкое, плеохроирует в розово-желтых тонах.

Тулит широко развит в марганцевых рудах Сваранцкого проявления (Андрущенко и др., 1978) в тесной ассоциации с пьомонитом и браунитом. Образует мелкие призматические зерна, которые слагают агрегаты радиально-лучистого строения; главным образом нарастают на зернах пьомонита, иногда в оруденелых порфиритах образуют псевдоморфозы по плагиоклазу.

Группа оливина— $(Mg, Fe)_2SiO_4$. Сингония ромбическая.

Относится к группе простых железо-магнезиальных силикатов, представляющих собой непрерывный ряд изоморфных смесей между двумя конечными членами—форстеритом— Mg_2SiO_4 и фаялитом— Fe_2SiO_4 .

Оливины в качестве породообразующего минерала широко распространены в мафит-ультрамафитовых интрузивных комплексах офиолитовых поясов Армянской ССР, являющихся материнскими породами для месторождений хромистого железняка, и массива г. Арамазд, вмещающих титаномагнетитовое оруденение, а также в виде фенокристаллов в эффузивных породах основного состава мезозойского, палеогенового, неогенового и четвертичного возрастов.

В породах мафит-ультрамафитовых интрузивных комплексов оливин кристаллизуется первым, вследствие чего имеет идиоморфные кристаллографические ограничения. Редко наблюдаются мелкие пойкилитовые включения оливина в ромбических пироксенах и аксессуарных хромшпинелидах перидотитов и дунитов (Абовян, 1961). В троктолитах и оливиновых габбро встречаются оливины, которые обрастаются тонкой каемкой ромбического, реже моноклинного пироксена, что рассматривается как результат реакционных соотношений оливина с остаточной магматической жидкостью в процессе их кристаллизации. Доказано, что при плавлении оливин плавится не сразу, а сначала превращается в ромбический пироксен.

Оливин слагает зернистые агрегаты с размерами зерен от 1 до 3 мм. Хорошо образованные кристаллы отсутствуют.

Иногда зерна оливина обнаруживают признаки дробления и катаклаза, выраженные многочисленными трещинками всевозможных направлений. Отмечаются также механические двойники скольжения, ориентированные параллельно (100).

Зерна оливина бесцветные, реже окрашены в зеленоватые и желтоватые оттенки, блеск стеклянный, жирный. Наблюдаются мелкие включения хромшпинелидов, а в измененных разновидно-

стях—вторичного магнетита; иногда последний обволакивает тонкой пленкой зерна оливины.

Теоретический состав варьирует в пределах (в %): MgO —45—50, FeO —8—12.

На основании оптических данных (Ng — Np =0,038—0,043 и $2V$ =+85°——89°) установлено, что состав оливинов варьирует в пределах 4—8% фаялитовой молекулы в дунитах, 5—9% в гарцбургитах, 9—12%—в лерцолитах, верлитах, и оливиновых вебстеритах, 18%—в полевошпатовых лерцолитах, 13—20%—в троктолитах, и 23—34%—в оливиновых габбро.

Приближенными количественными спектральными анализами в составе оливинов определены следующие элементы-примеси (в %): Cr —0,029, Ni —0,3, Co —0,027, Zn —0,007, Cu —0,007. Указанные элементы имеют размеры ионов и заряды, позволяющие им в значительной степени замещать Mg^{2+} и Fe^{2+} . В составе оливинов Mn , вероятно, замещающая Fe^{2+} , слагает в незначительном количестве тефронтовую молекулу— $(\text{Fe}, \text{Mn})_2\text{SiO}_4$, а Ti и Al входят в состав хромшпинелидов, встречающихся в виде тонких включений.

Оливины при изменении подвергаются серпентинизации, реже хлоритизации и оталькованию. Весьма редко по оливину развиваются иддингсит. В результате низкотемпературного изменения и процессов выветривания оливины нередко полностью подвергаются лимонитизации и карбонатизации.

Пироксены. Пироксены являются главными породообразующими минералами пород интрузивных и эффузивных комплексов ультрамафитового (перидотиты, пироксениты), мафитового (габбро, габбро-нориты, нориты) и среднего (диориты, гранодиориты) составов Армянской ССР, с которыми связаны месторождения хромита, титаномagnetита и др. полезных ископаемых.

Ромбические пироксены: энстатит— $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$, гиперстен— $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$.

В интрузивных породах при совместном нахождении с оливином (в перидотитах, оливиновых пироксенитах, оливиновых габбро) ромбические пироксены имеют ксеноморфные ограничения, а в безоливиновых породах (габбро-норитах, норитах, реже диоритах) имеют более идиоморфные или одинаковые с плагноклазом контуры. В эффузивных породах ромбические пироксены встречаются значительно реже в составе фенокристаллов и микролитов основной массы.

В большинстве случаев ромбические пироксены слагают хорошо образованные, часто таблитчатые кристаллы размером от 2 до 8 мм, реже 25 мм. Цвет магнезиальных разновидностей желтовато-серый, а более железистых—зеленый, зеленовато-бурый. Блеск стеклянный, перламутровый. Оптически положительный.

Плеохроизм от слабого (у магнезиальных) до заметного (у железистых).

Для ромбических пироксенов из различных интрузивных пород офиолитовых поясов Армянской ССР изучены оптические свойства и содержание железистого компонента. Последние определялись на диаграмме В. С. Соболева (1950). Установлено, что ромбические пироксены из гарцбургитов характеризуются малым содержанием ферросиллитовой молекулы и относятся к энстатитам (6—10%) и в редких случаях—к бронзитам (10,0—11,2%). В лерцолитах пироксены принадлежат к бронзитам (10,0—17,0%), реже энстатитам (7,5—10,0%), а в полевошпатовых лерцолитах—только к бронзитам, причем более железистым (15,5—21,5%). В вебстеритах часто наблюдаются бронзиты (10,5—15,5%), а в габбро-норитах—более железистые бронзиты (13,5—26,5%) и гиперстены (32,1—35,0%). В соответствии с возрастанием железистости в указанных породах изменяются и величины $2V$, Ng и Np , причем $2V$ бронзитов полевошпатовых перидотитов, габбро-норитов и некоторых лерцолитов, бронзитов и вебстеритов принимает отрицательное значение.

Теоретический состав (в %): энстатит MgO —40,0, SiO_2 —60,0; бронзит— FeO 11,0—30,0; гиперстен FeO больше 30,0. В качестве примесей присутствуют NiO , CoO , MnO , Al_2O_3 и TiO_2 .

Приближенно-количественными спектральными анализами в составе ромбических пироксенов обнаружен ряд элементов в основной группе железа.

Ромбические пироксены по сравнению с оливином более устойчивы к процессам вторичных изменений. Чаще всего они подвержены процессу серпентинизации, в результате чего замещаются антигоритом. В перидотитах, реже в пироксенитах антигорит в виде одного сплошного кристалла замещает энстатит или бронзит, образуя гомоосевую псевдоморфозу—бастит. При этом нередко вдоль трещин спайностей происходит обильное выделение тонкой магнетитовой пыли. Сравнительно реже ромбические пироксены подвержены процессу карбонатизации и хлоритизации (в мафитах и породах среднего состава).

Моноклинные пироксены. В интрузивных породах при совместном нахождении с оливином (верлиты, оливиновые диаллагиты, оливиновые габбро) и ромбическим пироксеном (лерцолиты, вебстериты, габбро-нориты) кристаллы моноклинного пироксена имеют ксеноморфные ограничения. По сравнению же с плагиоклазом (габбро, габбро-нориты, габбро-пегматиты, анортозиты, диориты, гранодиориты) обнаруживают более идиоморфные очертания. В эффузивных породах моноклинные пироксены встречаются в составе фенокристаллов и микролитов основной массы.

Моноклинные пироксены встречаются в виде таблитчатых или

короткостолбчатых кристаллов размерами от 0,5 до 8,0 мм, реже до 25—30 мм (в пироксенитах и габбро-пегматитах). Цвет зеленый, зеленовато-бурый; блеск стеклянный. Оптически положительный, плеохроизм отсутствует и проявляется слабо у авгитов.

Исследованиями получены данные по оптическим свойствам и молекулярным составам 16 моноклинных пироксенов. Установлено, что угол оптических осей $+2V$ изученных пироксенов колеблется в пределах от 48° до 60° , наиболее часто встречаются значения между 54 — 58° . Угол погасания с $Ng=36$ — 45° . Наблюдается увеличение показателей преломления (Ng и Np) моноклинных пироксенов в связи с увеличением их железистости.

Изученные пироксены относятся к эндиопсидам, диопсидам, авгитам и салитам, а в скарновых месторождениях—к диопсид-геденбергиту.

В состав моноклинных пироксенов приближенными количественными спектральными анализами определен ряд элементов группы железа.

Моноклинные пироксены по сравнению с ромбическими пироксенами более устойчивы к процессам постмагматического изменения. В большинстве случаев они амфиболизированы, хлоритизированы, карбонатизированы и реже серпентинизированы. В последнем случае, как и в ромбических пироксенах, развивается пластинчатый серпентин-бастит.

Роговые обманки— $Ca_2Na(Mg,Fe)_4^{2+}(Al,Fe^{3+})[(Si_4Al)_2O_{11}]_2[OH]_2$. Сингония моноклиная.

В интрузивных породах роговая обманка является одним из главных породообразующих минералов роговообманковых габбро, габбро, габбро-норитов, габбро-пегматитов, габбро-диабазов, габбро-диоритов, диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, гранитов, а также некоторых жильных пород—диабазовых и андезитовых порфиритов и метаморфических разновидностей габбро-амфиболитов. В эффузивных породах роговая обманка образует фенокристаллы в андезитах, дацитах и липаритах, иногда в базальтах, а также микролиты андезитов, реже базальтов. В габбро, габбро-норитах и некоторых габбро-пегматитах, кварцевых диоритах, диоритах и гранодиоритах роговая обманка имеет вторичное происхождение (уралитовая)—развивается по зернам моноклинных пироксенов. Рассматриваемые породы являются рудовмещающими для ряда месторождений черных, цветных и благородных металлов.

Роговая обманка слагает идиоморфные призматические кристаллы размером от 0,5 до 8 мм, а в габбро-пегматитах—до 30 мм. Цвет зеленый с различными оттенками, редко-бурый. Окраска однородная со схемой плеохроизма; Ng —светло-зеленый, Nm —зеленый, Np —желтовато-зеленый; схема абсорбции— $Ng > Nm > Np$.

Оптические свойства и магнезиальность роговых обманок из пород габбро-перидотитовых комплексов Армянской ССР показывают, что все они, несмотря на различную окраску, принадлежат к группе обыкновенной роговой обманки.

В роговых обманках приближенными количественными спектральными анализами определен ряд элементов группы железа.

Вторичные процессы, развивающиеся по рассматриваемым роговым обманкам, представлены актинолитизацией, тремолитизацией, хлоритизацией, реже опациитизацией.

Кали-полевой шпат— KAlSi_3O_8 . Теоретический состав для чисто калиевой разности: K_2O —16,9%, Al_2O_3 —18,4%, SiO_2 —64,7%. Часто присутствует Na_2O . Калинатовые полевые шпаты в зависимости от температуры могут кристаллизоваться в различных модификациях (моноклинной и триклинной).

К-полевой шпат является характерным жильным минералом для месторождений пегматитовой медно-молибденовой формации, а также некоторых гидротермальных месторождений медно-молибденовой формации.

В пегматитах К-полевой шпат является одним из основных минералов. Образует крупные кристаллы размером 3—5 см в поперечнике. Приурочен к периферийным участкам пегматитовых жил. Кварц и рудные минералы (магнетит, молибденит, халькопирит и пирит) заполняют средние части жил.

К-полевой шпат в пегматитах, по данным рентгеновского анализа, относится к переходной разности микроклин-ортоклаз.

Таблица 187

Химический анализ К-полевого шпата из пегматитов

SiO_2	Al_2O_3	K_2O	Na_2O	Сумма	Автор	Аналитик
65,42	21,85	9,00	3,40	99,67	К. А. Карамян	З. Гаспарян

К-полевой шпат является характерным минералом для Каджаранского, Дастакертского и Агаракского месторождений. К-полевой шпат отмечается в кварц-халькопирит-борнитовых прожилках Джиндаринского месторождения, где образует кристаллы размером 0,5 см в поперечнике. На Каджаранском месторождении он представлен в кварц-полевошпатовых прожилках. Размер кристаллов К-полевого шпата местами достигает 2—3 см в поперечнике. По малому углу оптических осей $2V = -52$, $n(001)$ и триклинной сингонии относится к анортотлазу со значительным содержанием Na (табл. 187).

На Дастакертском месторождении К-полевой шпат проявляется в кварц-полевошпат-халькопиритовой ассоциации, где образует небольшие кристаллы, размер которых достигает 3—5 мм, особенно в пустотах прожилков, сцементированных халькопиритом (рис. 90). Здесь К-полевой шпат относится к нерешетчатому микроклину.

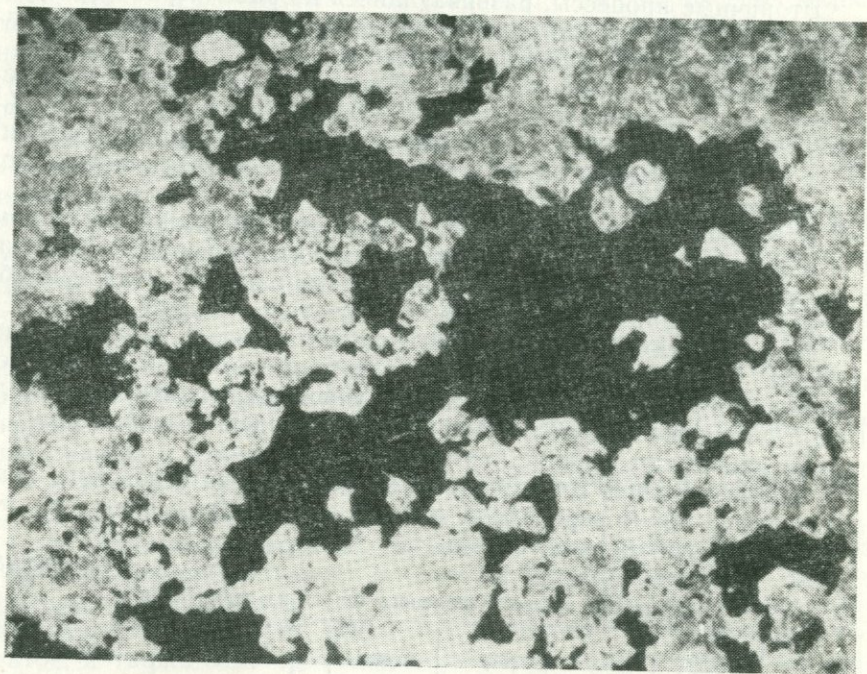


Рис. 90. Выделения халькопирита (черное) в промежутках агрегата К-полевого шпата в полевошпатизированной породе: Месторождение Дастакерт. Прозр. шлиф, увел. 60. По К. А. Карамяну.

Измерение констант на Федоровском столике показало:

$$n(001) \begin{matrix} \nearrow 86^\circ \\ - 8^\circ \\ \searrow 84^\circ \end{matrix} \quad 2v = -84^\circ$$

Химическим анализом в калиевом полево шпате установлено следующее содержание щелочей: $K_2O = 8,56$, $Na_2O = 1,24$. На Агараском месторождении К-полевой шпат имеет небольшое распространение и образует прожилки, либо скопления с неправильными очертаниями.

Спектральными анализами в К-полевом шпате из Каджаранского месторождения установлены следующие элементы-примеси (в %): Mn—0,0075, Ti—0,24, V—0,0042, Cr—0,00032, Be—0,0001, Mo—0,00032, Zr—0,013, Cu—0,10, Pb—0,0013, B—0,0013, Ag—0,00042, Ba—0,10, Li—0,00032, P—0,032, Ge—0,00032, Ga—0,0013.

К-полевоый шпат в околорудноизмененных породах медно-молибденовых месторождений Зангезурского рудного района проявляется сравнительно редко и в небольших масштабах.



Рис. 91. Кристаллы К-полевого шпата, обрастающие стенки пустот во вмещающих роговиках; черное—халькопирит. Месторождение Дагакерт. Прозр. шлиф, увел. 90, николи +. По К. А. Карамяну.

На Каджаранском и Агаракском месторождениях присутствие К-полевого шпата в измененных породах и образование собственно калишпатизированных пород связано исключительно с калишпатовой минеральной ассоциацией. При этом отмечается как площадная К-полевошпатизация, так и сравнительно небольшая сторочка (до 0,5 см) вдоль К-полевошпатовых прожилков. При площадных изменениях количество К-полевого шпата в сильно измененных породах достигает 35—40% объема породы.

На Дастакертском месторождении калишпатизация вмещающих пород (роговиков) исключительно связана с относительно широко проявленной полевошпат-кварц-халькопиритовой минеральной ассоциацией руд. Здесь К-полевошпат образует маломощную оторочку вокруг прожилков, гнезд, жилоподобных тел вследствие проявления диффузионного метасоматоза, так и относительно мощные зоны вследствие инфильтрационного метасоматоза.

В зонах инфильтрационного метасоматоза в калишпатизированных роговиках рудный минерал (халькопирит) заполняет промежутки выделений К-полевошпата (рис. 91).

Среди жильных минералов медно-молибденовых месторождений необходимо отметить присутствие водяно-прозрачной разновидности ортоклаза—адуляра, который установлен впервые А. Г. Казаряном (1958) на Каджаранском месторождении в рудах кварц-пиритовой ассоциации и К. А. Карамяном на Дастакертском месторождении в этой же ассоциации, где он оторочивает выделения пирита в гидротермально измененных породах.

Адуляр имеет мясо-красный цвет, характерен ромбическими формами кристаллов со спайностью и $2V = -60-63^\circ$. Нередко захватывает чешуйки серицита.

Гидромусковит-серицит— $(K, H_2O)Al_2 [(OH)_2]AlSi_3O_{10}$

Гидромусковит или серицит является широко распространённым минералом в гидротермально измененных и окологорудноизмененных породах многих рудных месторождений Армянской ССР. В качестве жильного минерала отмечается весьма редко и установлен в небольшом количестве в рудных жилах и прожилках медно-молибденовых месторождений Каджаран, Агарак.

В месторождениях колчеданной формации ряда рудных районов Армянской ССР (Базумский, Алавердский и Кафанский) серицит является характерным минералом многих фаций гидротермально измененных пород. На Тандзутском и Чибухлинском колчеданных месторождениях, по данным С. О. Ачикгезяна, серицит (гидромусковит) встречается в ряде фаций вторичных кварцитов и пропилитов и проявляется преимущественно в виде мелких чешуек, образующих мономинеральные, либо двух- и трехминеральные (с кварцем и хлоритом) агрегаты. Показатели преломления варьируют в очень широком диапазоне: $N_g = 1,581-1,590$; $N_m = 1,575-1,585$; $N_p = 1,545-1,555$; $N_g - N_p = 0,026-0,036$. Величина $2V$ также варьирует в широком интервале.

На основе термограмм установлены эндотермические эффекты для гидромусковита этих месторождений при $100-130^\circ$; $550-630^\circ$; $850-950^\circ$, а также экзотермический эффект при $1050-1100^\circ$.

Для серицитов этих месторождений С. О. Ачикгезяном из десяти анализированных кварцево-гидромусковитовых метасоматитов выведено соотношение Na_2O и K_2O , варьирующее в широких пределах, начиная от почти чисто гидромусковитовых разностей при $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}=1:12$ — $1:25$ до гидромусковит-гидропарогонитовых ассоциаций, где $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}=1,0:0,8$ — $1:2,2$.

На Тандзутском и Чибухлинском месторождениях, по данным С. О. Ачикгезяна, отмечается тесная временная сопряженность процессов рудообразования с формированием кварцево-гидромусковитовых и реже кварцево-хлорит-гидромусковитовых метасоматитов. Вышеотмеченное доказывается тесным взаимным переплетением рудных минералов (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит) и гидромусковита. Последний образует оторочки вокруг зерен рудных минералов, проникает в них, сопровождает рудные прожилки, слагая их зальбанды. Рудные минералы развиваются по гидромусковитовым агрегатам и в скоплениях рудных минералов нередко встречаются островки гидромусковита.

Электронографические исследования гидромусковита для различных типов колчеданного оруденения в пределах Базумского рудного района позволили выявить наличие различных политипных модификаций в разных типах колчеданного оруденения (серноколчеданное, медно-колчеданное и колчеданно-полиметаллическое).

Установлено (Ачикгезян О. О., Мхитарян Р. Г., Налбандян Э. М., 1968), что на Тандзутском и Чибухлинском месторождениях серноколчеданное и медноколчеданное оруденение сопровождается образованием политипа 2M_1 или при резком преобладании 2M_1 над 1M . Для колчеданно-полиметаллического оруденения характерно образование политипной модификации 1M или смесь $1\text{M} + 2\text{M}_1$ при резком преобладании 1M .

Таким образом, политипная модификация 2M_1 характерна для ранних и высокотемпературных типов руды, политип 1M характерен для более позднего и низкотемпературного полиметаллического оруденения.

В результате анализа высот рефлекса были определены параметры элементарной ячейки гидромусковита из этих месторождений (табл. 188).

Гидромусковит и серицит широко развиты в гидротермально измененных породах многих месторождений Алавердского рудного района (Шамлуг, Алаверди, Ахтала), где они присутствуют в фациях предрудных пропилитов и вторичных кварцитов. Детальные исследования вышеотмеченных серицитов, проведенные Э. М. Налбандяном, позволили отнести их к гидромусковиту. Электронографические исследования гидрослюд позволили выявить раз-

личные политипные модификации 1М и 2М₁ и их количественные сочетания.

Таблица 188

Параметры Модификации	a_0	b_0	c_0	β°
1М 2М ₁	5,16Å—5,18Å	8,95—9,00Å	9,97Å—10,10Å 19,60Å—20,07Å	100

В результате анализа высот рефлекса были определены параметры элементарной ячейки (табл. 189).

Таблица 189

Параметры Модификации	a_0	b_0	c_0	β°
1М 2М ₁	5,16—5,18Å	8,95Å—9,00Å	9,97Å—10,10Å 19,60—20,07Å	100° 95°

Выявленные закономерности размещения установленных политипов серицита в связи с формированием различных типов колчеданного оруденения позволили установить, что медноколчеданым рудам месторождения Шамлуг и Алаверди сопутствуют гидрослюда в основном модификации 2М₁, а полиметаллическим рудам Ахталы—модификации 1М. Таким образом, здесь, как и на месторождениях Тандзут и Чибухли для ранних высокотемпературных руд характерен политип 2М₁, а для поздних и низкотемпературных полиметаллических руд характерен политип 1М.

В табл. 190 приведен химический состав серицита из кварц-серицитовой фации вторичных кварцитов Шамлугского месторождения (данные Э. М. Налбандяна).

Таблица 190

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	P ₂ O ₅	CO ₂
465	61,72	1,36	23,54	1,87	—	0,01	0,74	—	0,27	6,28	0,24	0,24	1,20	0,21	0,70

Серицит широко развит в пределах Кафанского рудного поля, где он является одним из основных породообразующих минералов гидротермально измененных пород. Здесь выделяется ряд разновидностей гидротермально измененных пород, в которых отмечается при-

сутствие серицита. К ним относятся: 1) альбит-эпидот-хлорит-кварцевая; 2) хлорит-пиритовая; 3) хлорит-кварц-серицит-пиритовая; 4) кварц-серицит-пиритовая; 5) кварц-каолинит-серицит-пиритовая; 6) каолинит-диккитовая; 7) диаспор-диккитовая с пирофиллитом; 8) диккит-пирофиллитовая; 9) монокварцевая; 10) кварц-алунитовая.

Из этих разновидностей измененных пород больше всего серицит развит в хлорит-кварц-серицитовых, кварц-серицит-пиритовых и кварц-каолинит-серицитовых породах.

Серицит в хлорит-кварц-серицитовых породах представлен тонкочешуйчатым агрегатом, развитым в основном, по фенокристаллам плагиоклаза, а иногда по темноцветным минералам.

Электроннографическое изучение серицитов, проведенное Р. Г. Мхитаряном (1972), показало, что серицит в основном представлен очень тонкими пластинами неправильной формы, размерами от 0,4 до 3 микрон.

Изучение серицитов Кафанского месторождения, в частности, на участке Катар, показало сходные с Шамлугом условия распространения политипных модификаций. Здесь, благодаря исследованиям Р. Г. Мхитаряна, установлено, что политип $2M_1$ развит повсеместно в пределах Кафанского рудного поля и связан с высокотемпературным предрудным гидротермальным изменением. Политип $1M$ развит вдоль рудных тел и обычно наложен на более раннее высокотемпературное изменение. Данный политип $1M$ развит также в дорудных дайках. Исключение составляет Шаумянское месторождение, где серицит вокруг рудных тел также представлен модификацией $2M_1$. Наличие высокотемпературной модификации $2M_1$ на Шаумянском месторождении, по мнению Р. Г. Мхитаряна, связано с внедрением внутриминерализационных даек, либо это свидетельствует об оторванности во времени Шаумянского месторождения от Кафанского.

Серицит является наиболее распространенным минералом гидротермально измененных пород рудных формаций Зангезурского рудного района.

Серицит широко проявляется в небольших грейзеноподобных образованиях района сс. Ванк, Аткиз, Аревис, где он тесно ассоциирует с турмалином. В указанных породах серицит сопровождает процесс турмалинизации, выделяясь после турмалина.

В грейзенизированных породах серицит образует крупные чешуйчатые и сноповидные агрегаты, промежутки которых выполнены рудным минералом, обычно халькопиритом, либо молибденитом.

Серицит весьма широко развит во вторичных кварцитах, где он является одним из преобладающих минералов и тесно сростается с кварцем. В кварц-серицитовой фации этих кварцитов сери-

цит составляет 50—60% всего объема породы. Такие вторичные кварциты развиты на Дастакертском, Каджаранском, Джиндаринском, Айгедзорском и Агаракском месторождениях, где они являются преемственными образованиями.

Наиболее широко серицит представлен в околорудноизмененных породах медно-молибденовой и золото-сульфидной формаций и сопровождается формированием ряда рудных ассоциаций (кварц-молибденит-халькопиритовая, кварц-халькопиритовая, кварц-пиритовая, кварц-сфалерит-галенитовая).

На Дастакертском месторождении, в отличие от других месторождений, серицитизация характерна для околорудноизмененных пород I-ой кварц-молибденит-халькопиритовой ассоциации. Дастакертское месторождение в основном локализовано в контактовых роговиках, а околорудные метасоматиты этой ассоциации характеризуются тонкозернистым строением. Серицит в них совместно с кварцем и хлоритом образует двух- и трехминеральные агрегаты.

II-ая кварц-молибденит-халькопиритовая ассоциация локализована в гранодиоритах. Серицит околорудноизмененных пород этой ассоциации характеризуется сравнительно большими размерами чешуек. Они здесь достигают 3—4 мм в поперечнике. Это, очевидно, обусловлено тем, что он развивается по сравнительно крупным призматическим кристаллам плагиоклаза гранодиоритов. Серицит здесь характеризуется следующими константами: Ng—1,589; Np—1,561 и Ng—Np—0,028.

Чисто отобранные чешуйки серицита были подвергнуты химическому анализу в лаборатории ИГН АН АрмССР (автор К. А. Карамян, аналитик З. Гаспарян), который показал следующее содержание компонентов (табл. 191).

Таблица 191

Химический анализ серицита

Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма
Содерж. в %	53,80	0,09	33,11	0,55	—	сл.	сл.	—	5,56	1,93	4,30	1,00	100,34

Как видно из химического анализа, серицит относится к фенгиту.

Возрастные взаимоотношения серицита околорудноизмененных пород ранее отмеченных ассоциаций с рудными минералами устанавливаются довольно отчетливо. Молибденит, как правило, захватывает чешуйки серицита, либо интенсивно замещает его.

Аналогичные взаимоотношения устанавливаются также между серицитом и халькопиритом в рудах кварц-халькопиритовой ассоциации на ряде месторождений (Каджаран, Агарак, Айгедзор, Тей-Личквас). Серицит повсеместно является более ранним образованием и халькопирит, как правило, цементирует чешуйчатые агрегаты серицита.

Несколько иная картина намечается в возрастных взаимоотношениях между ранним пиритом, образующим ореол вкрапленной минерализации вокруг рудных тел ряда минеральных ассоциаций (кварц-халькопиритовая, кварц-пиритовая и кварц-сфалерит-галенитовая) и серицитом околорудноизмененных пород. Пирит здесь образуется замещением темноцветных минералов (биотит, роговая обманка) путем заимствования из этих минералов железа в процессе диффундирования ионов серы во вмещающие породы. Серицит же образуется после образования раннего пирита. В этом случае пирит разъедается серицитом.

В месторождениях Зангезурского рудного района серицит характеризуется проявлением двух политипных модификаций $2M_1$ и $1M$. С целью определения условий проявления этих модификаций в различных типах метасоматитов нами были проведены электронографические исследования серицитов из трех наиболее характерных метасоматитов Зангезурского рудного района: грейзены, вторичные кварциты и березиты (кварц-серицитовые метасоматиты), которые сопровождают оруденение ряда минеральных ассоциаций: кварц-молибденит-халькопиритовой, кварц-халькопиритовой, кварц-пиритовой и кварц-сфалерит-галенитовой. Результаты этих исследований представлены в табл. 192.

Из представленной таблицы видно, что для грейзенов характерно исключительное развитие политипной модификации $2M_1$. Аналогичная картина наблюдается для серицитов вторичных кварцитов, где также в целом преобладает политип $2M_1$. Несколько разнообразно проявляется политипия в серицитах из березитов, которые, как было отмечено ранее, сопровождают рудную минерализацию ряда минеральных ассоциаций. При этом для ранних и высокотемпературных минеральных ассоциаций (кварц-молибденит-халькопиритовая, кварц-халькопиритовая) в целом характерен политип $2M_1$, между тем как для поздних относительно низкотемпературных ассоциаций характерен политип $1M$.

Картина распределения политипных модификаций серицита в различных метасоматических формациях Зангезурского рудного района весьма сходна с распределением политипных модификаций серицита, характерных для колчеданных месторождений Армянской ССР (С. О. Ачикгезян, Р. Г. Мхитарян, Э. М. Налбандян, 1968).

Развитие политипных модификаций серицита $2M_1$ и $1M$
в различных типах метасоматитов Занзегурского рудного района

	Метасоматические формации	Месторождения и местонахождение	Политип
I	Грейзены	1. Кварц-турмалин-серицитовые грейзены с. Ванк 2. Кварц-турмалин-серицитовые грейзены с. Аравус	$2M_1$ $2M_1$
II	Вторичные кварциты	1. Вторичные кварциты, Давачи 2. Вторичные кварциты, Джиндара 3. Вторичные кварциты, Нор-Аревик 4. Вторичные кварциты, Тей 5. Вторичные кварциты, Агарак	$2M_1$ $2M_1+1M$ $2M_1$ $2M_1$ $2M_1$
III	Гидротермально-измененные породы — березиты (кварц-серицитовые метасоматиты)	1. I медно-молибденовая стадия, Дастакерт 2. II медно-молибденовая стадия, Дастакерт 3. Кварц-пиритовая стадия, Дастакерт 4. Кварц-свинцово-цинковая стадия, Дастакерт 5. Кварц-халькопиритовая стадия, Каджаран 6. Кварц-пиритовая стадия, Каджаран 7. Кварц-пиритовая стадия, Аткиз 8. Кварц-пиритовая стадия, Катнарат 9. Кварц-сфалерит-галенитовая стадия, Каджаран 10. Кварц-медно-молибденовая стадия, Шор-джур 11. Кварц-пиритовая стадия, Тей-Личквас 12. Кварц-сфалерит-галенитовая стадия, Тей-Личквас 13. Кварц-халькопиритовая стадия, Агарак 14. Кварц-пиритовая стадия, Агарак	$2M_1, 1M$ $2M_1, 1M$ $1M, 2M_1$ $1M, 2M_1$ $2M_1$ $1M+2M_1$ $1M$ $1M$ $1M+2M_1$ $1M$ $1M$ $1M+2M_1$ $2M_1$ $2M_1+1M$

В результате анализа высот рефлекса упомянутых политипных модификаций серицита были определены параметры их элементарных ячеек (табл. 193).

Серициты из ранее отмеченных метасоматических формаций были проанализированы спектрально. Помимо элементов, составляющих основу серицита, к которым относятся Si, Al, Mg, Ca, Fe,

Na, K, в серицитах установлена большая группа элементов-примесей, к которым относятся (в %): Mn—0,003—0,1, Ni—0,0003—0,002, Co—0,001—0,003, Ti—0,1—1,0, V—0,003—0,03, Ge—0,0003—0,001, Mo—0,0003—0,1, Zr—0,002—0,01, Cu—0,003—1,0, Pb—0,001—0,3, Ag—0,001—0,003, Zn—0,002—0,3, Sb—0,02, Bi—0,002—0,01, Sn—0,0003—0,01, Ga—0,001—0,01, Y—0,001—0,003, Yb—0,0003—0,003, Sr—0,001—0,03, Ba—0,03—0,1, Be—0,0002—0,0003.

Таблица 193

Модификации	П а р а м е т р ы			
	a_0	b_0	c_0	β
1М	5,16—5,20Å	8,96—9,0Å	9,9—10,4 Å	99°45'—100°21'
2М ₁			19,5—20,1 Å	95°—95°30'

Характерной особенностью серицитов из трех ранее выделенных метасоматических формаций является то, что серициты окколорудноизмененных пород (березиты) постоянно содержат повышенные содержания рудных элементов, к которым относятся Mo, Cu, Pb, Ag, Zn, Sb, Bi.

Серицит (гидрослюда) является характерным минералом окколорудноизмененных пород (апогаббровых и апопорфиритовых метасоматитов) Зодского золоторудного месторождения.

По данным Г. А. Саркисяна (1968), их образование тесно сопряжено по времени с формированием рудных жил.

Гидрослюды здесь образуются в связи с разными минеральными ассоциациями: пирит-арсенопиритовой, золото-полиметаллической, антимонитовой. В окколорудных метасоматитах гидрослюды тесно ассоциируют с кварцем, доломитом, хлоритом, монтмориллонитом, каолинитом, дикиитом.

Под микроскопом гидрослюды бесцветны и образуют мальчайшие разрозненные скопления чешуек, приуроченных к аллотриоморфнозернистым участкам. Кварц и гидрослюды замещают хлориты и основной плагиоклаз, но сами замещаются сульфидами. Размеры чешуек не превышают сотых долей миллиметра—0,02—0,05 мм, двупреломление 0,014—0,018. Псевдоабсорбция отсутствует.

Электроннографическое изучение гидрослюд, проведенное Г. А. Саркисяном, позволило выделить среди них три полиморфно-политипных модификаций—2М₁, 1М и 3Т.

Гидрослюды, образованные в зальбандах пирит-арсенопиритовых жил первой рудной стадии минерализации характеризуются сочетанием двух модификаций (моноклинной и триклинной) с

преобладанием моноклинной. Расчетные параметры элементарной ячейки моноклинной модификации $2M_1$ следующие: $a_0 = 5,16\text{\AA}$; $b_0 = 8,96$; $c_0 = 20,00\text{\AA}$; $\beta = 95^\circ$.

Гидрослюды, образованные в зальбандах антимонитовых жил, завершающих рудный процесс, представлены двумя моноклинными модификациями— $2M_1 + 1M$ при резком преобладании в смеси модификации $1M$. Параметры решетки ее следующие: $a_0 = 5,16\text{\AA}$; $b_0 = 8,97\text{\AA}$; $c_0 = 9,96\text{\AA}$; $\beta = 100^\circ$.

Полученные при электронографическом изучении результаты распределения политипных модификаций свидетельствуют о том, что многостадийное оруденение Зодского месторождения происходило на фоне понижения температуры от начальных стадий (модификации $2M_1 + 3T$) к конечным с преобладанием модификации $1M$ над $2M_1$.

Каолинит-диксит— $Al_4[(OH)_8Si_4O_{10}]$. Химический состав (в %): Al_2O_3 —39,5, SiO_2 —46,5, H_2O —14,0. Из примесей в незначительных количествах устанавливаются Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , BaO и др.

Сингония моноклинная. Оптические константы: $Ng = 1,566$ —1,567, $Nm = 1,561$ —1,565, $Np = 1,560$ —1,562, $Ng - Np = 0,006$ —0,007. Оптически отрицательный, $2V = 60^\circ$.

Каолинит и диксит являются широко распространенными минералами вторичных кварцитов Чибухлинского рудного поля. На Тандзутском месторождении имеют только минералогическое значение. На Чибухлинском месторождении, по данным С. О. Ачик-гезяна, образуют кварц-каолинитовую фацию вторичных кварцитов, где содержание каолинита составляет 70%. Встречается в виде мелких, почти изометрических, слегка удлиненных по Ng чешуек, размеры которых достигают 0,01 мм. Вместе с кварцем образует биминеральные агрегаты, апопорфировые выделения полевого шпата, $Ng = 1,566$, $Nm = 1,564$, $Np = 1,558$.

Каолинит является характерным минералом гидротермально измененных пород колчеданных месторождений Алавердского района. Он является породообразующим минералом в кварц-каолинит (диксит) с серицитом фации вторичных кварцитов, которая распространена на Ахтальском и Шамлугском месторождениях. Здесь эта фация располагается между монокварцевой и кварц-серицитовой фациями. По данным Э. М. Налбандяна, содержание диксита в породе достигает 20% и он замещается серицитом. Каолинит (диксит) характеризуется $Ng = 1,565$, $Np = 1,558$, $2V = +80^\circ$.

Каолинит и диксит развиты также широко в пределах Кафанского рудного поля. Здесь эти минералы образуют кварц-серицит-каолинитовую фацию. Указанная фация дает постепенный переход в кварц-серицитовую фацию, а в другую сторону в монокварциты. Указанные минералы развиваются по вкрапленникам поле-

вых шпатов. В некоторых разностях пород отмечается ассоциация каолинита и диккита с диаспором.

По данным Г. А. Саркисяна, каолинит и диккит составляют существенную часть околожильных апогаббровых метасоматитов (аргиллизитов), располагающихся непосредственно вблизи жил Зодского золоторудного месторождения.

Как диккит, так и каолинит, по данным вышеотмеченного исследователя, развиваются за счет плагиоклаза, эпидота, клиноцоизита и пренита в виде мутноватых скоплений скрытозернистых агрегатов.

Диккит установлен также в качестве жильного минерала в золото-теллуридовых кварцевых жилах и в промежутках игольчатых кристаллов антимонита. В околожильных ореолах каолинит-диккитовые породы замещаются гидрослюдами, карбонатами, сульфидами.

Кривые нагревания смеси каолинита и диккита из зальбандов кварцевых и антимонитовых жил характеризуется одним (600—700°C) эндотермическим эффектом с четким минимумом при 695—705° и экзотермическим эффектом при 980—1000°C.

Химический состав белого диккита из антимонитовой жилы Зодского месторождения, по данным Г. А. Саркисяна, приведен в табл. 194.

Таблица 194

Химический анализ диккита из Зодского месторождения

Название	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	H ₂ O ⁻	п.п.	Сумма
Диккит	44,08	0,46	37,25	0,65	0,54	нет	0,44	1,24	0,70	14,56	99,92

Каолинит является весьма распространенным минералом гидротермально измененных пород многих месторождений Зангезурского рудного района (Каджаран, Агарах, Джиндара).

В результате каолинизации рудовмещающие породы превращены в осветленные породы, где основная масса полевого шпата превращена в каолинит.

На Каджаранском месторождении каолинит тесно сростается с серицитом. Это говорит о том, что наиболее благоприятными породами для образования каолинита являются серицитизированные породы. Под микроскопом каолинит характерен удлиненными чешуйчатыми кристаллами, показатели преломления: Ng=1,566, Np=1,559, 2V=+88.

Кривая нагревания каолинита из Каджаранского месторождения представлена на рис. 92.

Электроннографические исследования каолинита из Каджаранского месторождения позволили установить его параметры: $a_0 = 5,13 \text{ \AA}$, $b_0 = 8,92 \text{ \AA}$. Из-за несовершенства структуры параметр c не прослеживается.

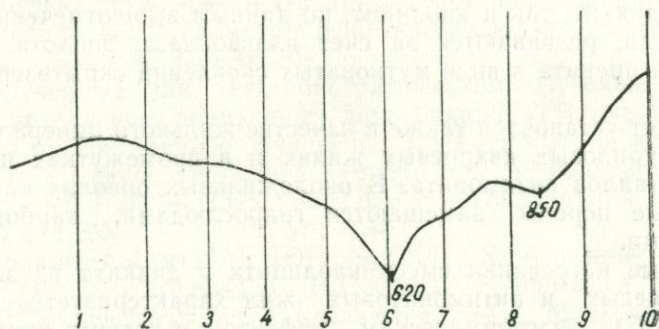


Рис. 92. Кривые нагревания каолинита. Месторождение Каджаран. По К. А. Карамяну.

Каолинит распространен также на Вартанском ртутном месторождении, где каолинизация развивается по вмещающим липарито-дацитам плиоценового возраста и тесно связана с процессом оруденения. Микроморфология кристаллов каолинита из Вартанского месторождения представлена на рис. 93.

Спектральным анализом в каолините Каджаранского месторождения установлены следующие элементы-примеси (в %) (аналитик М. Я. Мартиросян): Co—0,001, Ti—0,75, V—0,013, Cr—0,00032, As—0,032, Mo—0,013, Zr—0,075, Cu—0,56, Pb—0,00075, Zn—0,0032, Sn—0,001, Ga—0,0018, Sr—0,10, Ba—1,0, Li—0,00018, P—0,042, Be—0,0001, B—0,0056.

Диккит имеет сравнительно небольшое распространение в зоне окисления эндогенных месторождений Зангезурского рудного района.

На Каджаранском месторождении К. А. Карамян установил налеты диккита на стенках трещин окисленных руд. Здесь диккит, очевидно, представляет собой переотложенный продукт из вмещающих каолинизированных монцонитов. Толщина таких налетов сравнительно небольшая и составляет 1—2 мм, до 4—5 мм в редких случаях.

Межплоскостные расстояния диккита из зоны окисления Каджаранского месторождения приведены в табл. 195.

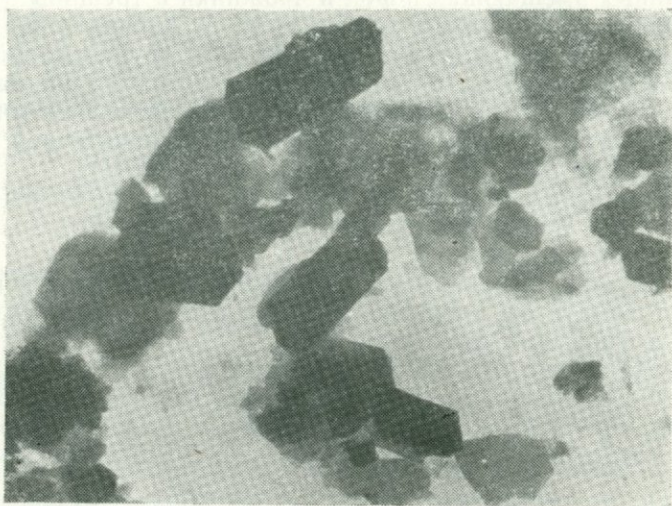


Рис. 93. Микроморфология кристаллов каолинита из Вартанского ртутного месторождения. Электронная микроскопия. Увел. 15000. По К. А. Карамяну.

Таблица 195

Межплоскостные расстояния диккита из зоны окисления
Каджаранского месторождения*

l	$\frac{dn}{n}$	l	$\frac{dn}{n}$	l	$\frac{dn}{n}$	l	$\frac{dn}{n}$
10	7,14	10	3,57	4	2,563	2	1,875
3	4,42	4	3,42	5	2,508	3	1,859
3	4,35	2	3,27	9	2,385	4	1,558
5	4,26	2	3,10	8	2,323	4	1,489
5	4,11	2	2,938	2	2,211	1	1,455
1	3,96	2	2,796	1	2,108	6	1,319
5	3,80			6	2,013		

* Анализ выполнен в рентгеновской лаборатории ИГН АН АрмССР Э. Х. Хуршудян.

Аналогичные случаи переотложения каолинита из вмещающих пород в рудные прожилки установлены также на Дастакертском месторождении.

Необходимо отметить, что о переотложении диккита из каоли-

низированных вмещающих пород в прожилки и трещины в процессе их выщелачивания ранее отмечала Е. А. Акопян (1960).

Хлориты. Минералы, принадлежащие к группе хлоритов, по особенностям химического состава подразделяются на две группы: ортохлориты и лептохлориты. Богатые магнием минеральные виды получили название ортохлоритов с характерной химической формулой $(\text{Mg}, \text{Fe})_{6-p} (\text{Al}, \text{Fe})_{2p} \text{Si}_{4-p} (\text{OH})_2$.

Богатые железом разновидности хлоритов получили название лептохлоритов. Их общая формула: $(\text{Fe}, \text{Mg})_{n-p} (\text{Fe}, \text{Al})_{2n} \text{Si}_{n-p} [\text{OH}]_2 (\text{L}-2) \cdot \text{H}_2\text{O}$, где n —около 5.

Хлорит является одним из характерных минералов некоторых типов метасоматитов, проявленных в пределах месторождений ряда рудных формаций Армянской ССР.

Хлорит широко отмечается в рудных месторождениях Базумского рудного района, где является одним из основных породообразующих минералов в хлорит-карбонатных и хлорит-гидромусковитовых метасоматитах Тандзутского и Чибухлинского месторождений.

По данным С. О. Ачикгезяна, здесь хлорит образует тесные сростания с другими минералами метасоматитов. Для хлоритов получены кривые нагревания, на которых четко выделяются эндоэффекты при $620-640^\circ$ и менее четкие при $840-850^\circ$, а также экзоэффект при $850-870^\circ\text{C}$.

На основе этих кривых нагревания хлорита устанавливается его принадлежность к магнизиально-железистой разновидности хлоритов к группе грохауит-прохлорит. С. О. Ачикгезяном и Э. М. Налбандяном (1968) было проведено изучение оптических свойств хлоритов Тандзутского, Чибухлинского и Шамлугского колчеданных месторождений.

Здесь намечается четкая картина зависимости уменьшения показателя N_m хлоритов по мере приближения к рудным телам. Хлориты являются широкораспространенными минералами в различных фациях региональных и прерудных пропилитов колчеданных месторождений Алавердского рудного района (Шамлуг, Алаверди, Ахтала).

По данным Э. М. Налбандяна, в отмеченных породах хлорит является породообразующим минералом. В региональных пропилитах хлорит представлен в основном магнизиальной разновидностью—пеннином. Пеннин характеризуется аномально фиолетовой интерференционной окраской с показателями преломления: $N_m=1,595$ до $1,605$. Удлинение положительное. Реже встречается клинохлор с $N_m=1,596-1,600$ и делессит с $N_m=1,592$, оптически отрицательный. Хлорит в региональных пропилитах ассоциирует с эпидотом, карбонатом, пренитом, цеолитом, которые в различных сочетаниях отмечаются в миндалинах.

В предрудных пропилитах хлорит представлен магнетизально-железистой разностью (репидолит) с показателями преломления: $N_m = 1,598 - 1,616$, оптически отрицательный. Отношение $Mg:Fe$ равно 3:1. В хлорит-карбонат-кварцевой и серицит-хлорит-кварцевой фациях встречается в тесных сростаниях с карбонатом и серицитом.

В пределах Кафанского рудного поля имеет весьма широкое распространение и проявляется в комплексах измененных пород, соответствующих как зеленокаменным изменениям, так и пропилитам.

Комплекс зеленокаменного изменения проявлен в андезитовых и дацитовых порфиритах, которые в стратиграфическом отношении соответствуют низам средней юры или предположительно нижней юре. Здесь хлорит тесно ассоциирует с альбитом, эпидотом, пренитом, карбонатом. Порфириты с зеленокаменным изменением характеризуются миндалекаменным строением, где миндалины заполнены эпидотом, хлоритом, карбонатом и кварцем.

Хлорит отмечается также в комплексе измененных пород, соответствующих пропилитам. К таким образованиям относятся хлоритизированные, слабо окварцованные андезитовые и андезитодацитовые порфириты, часто миндалекаменного строения. Хлоритизация обычно развивается по стеклу.

Хлорит, как жильный минерал, в месторождениях Зангезурского рудного района довольно редкое явление. Он установлен только на Анкасарском месторождении в кварц-молибденит-халькопиритовом прожилке. Здесь хлорит образует пластинчатые агрегаты, либо веерообразные выделения в поперечнике 1,0—1,5 см, располагающиеся поперек прожилка. Хлорит здесь в агрегатах сростается с диоктаэдрической слюдой.

Цвет хлорита под микроскопом зеленый, по Ng —светло-желто-зеленый, по N_m —темно-оливково-зеленый, по N_p —оливково-зеленый; $Ng - N_p = 0,008$, схема абсорбции обратная; $N_p > N_m > Ng = 1,619$, $2V = -21^\circ$, дисперсия $g > v$, удлинение отрицательное. Интерференционная окраска на срезе NgN_p аномальная, фиолетовосиняя. Минерал по оптическим свойствам соответствует прохлориту с соотношением $\frac{Fe}{Fe+Mg} \approx 45\%$.

Рентгенометрические исследования хлорита в рентгенолаборатории ВИМСа подтвердили принадлежность хлорита к прохлорит-корундофиллитовой группе. Межплоскостные расстояния представлены в табл. 196.

Электронографические исследования этого хлорита, проведенные в ИГиН АН АрмССР Р. Г. Мхитаряном, установили следующие параметры кристаллической решетки хлорита: $a_0 = 5,292$, $b_0 = 9,249 \text{ \AA}$.

Межплоскостные расстояния прохлорита из
Анкасарского месторождения

hkl	l	$\frac{d\alpha}{n}$	hkl	l	$\frac{d\alpha}{n}$
001	9	14,06	135,206	2	1,886
002	10	7,048	136,205	2	1,828
003,020	9	4,717		1	1,748
004	1	3,895	136,207	1	1,662
004	9	3,536	137,208	3	1,568
005	5	2,832	060,331	3	1,539
131,202	6	2,532	062,331	1	1,509
133,203	1	2,444			
133,202	1	2,381			
133,204	2	2,279			
204	2	2,001			

Термические исследования хлорита проведенные И. Х. Петровым, подтверждают принадлежность указанного хлорита к прохлорит-корундово-филлитовой группе (рис. 94).

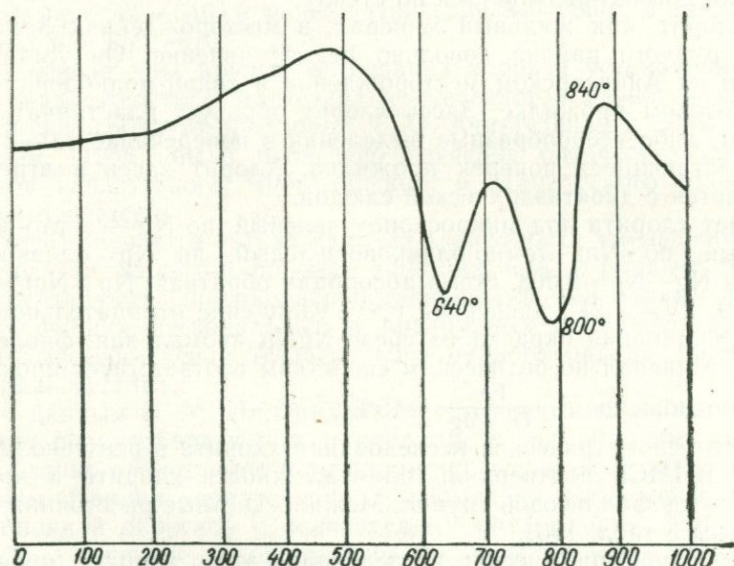


Рис. 94. Термограмма хлорита (прохлорит-корундофиллитовая группа). Месторождение Анкасар. По К. А. Карамяну.

Химический анализ чистототобранной разности хлорита (данные К. Карамяна и А. Авакяна) показал следующие содержания окислов (табл. 197).

Таблица 197

Окис- лы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	Сумма	Аналитик
Вес. %	28,5	1,41	22,69	7,69	17,38	1,0	1,06	12,23	н/о	0,15	9,0	100,86	Г. Джрбашян

Спектральный анализ хлорита показал наличие следующих элементов-примесей (в %): Ni—0,018, Co—0,1, V—0,13, Ti—2,4, Mo—0,042, Cu—0,32, Zn—1,0, Ga—0,032, Li—0,0024, Sc—0,0032.

Хлорит является относительно слабо распространенным минералом гидротермально измененных пород в рудных месторождениях Зангезурского рудного района. Он установлен в ряде метасоматических формаций.

Наибольшее распространение хлорит имеет в зеленокаменно-перерожденных породах палеогенового эффузивного комплекса. Здесь хлорит обычно образует мелкочешуйчатый агрегат, бесцветен. Местами чернильного цвета и развивается по основной массе, в виде пятен неправильного очертания. Отмечаются случаи замещения хлоритом вкрапленников плагиоклаза и темноцветных минералов. Оптические данные хлорита из вышеописанных пород приведены в табл. 198.

Таблица 198

№ образцов	Nm	Ng—Np	2v	f
75.52	1,620+2	0,002	—32°	50
133.52	1,620±2	0,003	—30°	55

Хлорит в указанных породах относится к железо-магнезиальной разности—диабандиту и состоит:

25% антигорита 2 ($H_4Mg_3SiO_9$)

25% амезита 3 ($H_4Mg_2Al_2SiO_9$)

25% ферроантигорита 2 ($H_4Fe_3SiO_9$)

25% дафнита 3 ($H_4Fe_2Al_2SiO_9$)

Сравнительно слабее развит хлорит в пропилитах. На Дастакертском месторождении хлорит совместно с эпидотом образует зональные эпидот-хлоритовые метасоматические образования. Эпидот развит во внешней зоне, между тем как хлорит развит во внутренней зоне этих образований. Хлорит пропилитов обычно

образует чешуйки, веерообразные агрегаты и розетки. Обычно имеет ярко-зеленый цвет, слабое двупреломление, сильно выраженный плеохроизм.

Химический анализ хлорита из дастакертских пропилитов по К. А. Карамяну показал следующее содержание компонентов (табл. 199).

Таблица 199

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O +K ₂ O	п.п.п.	Сумма
34,88	0,22	19,21	5,77	11,52	0,13	13,84	3,99	0,13	10,51	100,20

Как видно из химического анализа, вышеотмеченный хлорит относится к железо-магнезиальной разности и может быть отнесен к репидолиту.

На Джиндаринском месторождении хлорит развит значительно шире, чем на остальных месторождениях. Здесь хлоритизация связана с процессом оруденения и развивается за счет темноцветных минералов (биотит, роговая обманка), вмещающих гранодиорит-порфиров. При хлоритизации вышеотмеченных минералов отмечаются выделения рудного минерала.

Хлорит образуется также во внешней зоне кварц-серицитовых пород. Последние возникают вдоль рудных прожилков кварц-халькопиритового, кварц-пиритового и кварц-сфалерит-галенитового состава. Хлорит установлен и в рудоносных пропилитизированных гранодиоритах Айгедзорского месторождения. Здесь хлорит относится к группе шамуазита (табл. 200).

Таблица 200

Межплоскостные расстояния шамуазита из
Айгедзорского месторождения

l	$\frac{dz}{n}$	l	$\frac{dz}{n}$
10	7,18	2	2,49
1	4,70	3	1,556
10	3,50	3	1,518

Анализ выполнен в рентгеновской лаборатории ВИМС-а Г. А. Сидоренко.

Хромдиопсид—CaMg[Si₂O₆]. Сингония моноклинная.

Встречается среди хромитовых руд Шоржинского и Даринского месторождений на северо-восточном побережье озера Севан

как минерал-спутник хромитовых руд. Образует мелкие (от 0,5 до 5 мм) зернистые короткостолбчатые скопления вдоль трещин хромитовых руд мощностью до 3—4 мм.

Спайность хорошая по 110. Твердость 5,5, хрупок, уд. вес 3,31. Цвет—интенсивно зеленый, блеск стеклянный. Оптически положительный, $Ng-Np=0,029$, $cNg=42^\circ$, $2V=+58^\circ$.

Теоретический состав (в %): CaO —25,9, MgO —18,5, SiO_2 —55,6. В качестве изоморфных примесей присутствуют TiO_2 , Al_2O_3 , MnO , Na_2O и др. Химический состав хромдиопсида из Даринского месторождения хромистого железняка приведен в табл. 201. Наличие воды, вероятно, указывает на присутствие незначительной примеси серпентина, а п.п.п.—карбоната (кальцита или магнезита).

Хромдиопсид образовался в постмагматическую стадию в процессе серпентинизации ультрамафитов и метаморфизма хромшпинелидов, а необходимый для образования хромдиопсида хром был заимствован из хромшпинелидового вещества.

Практического значения хромдиопсид в АрмССР не имеет.

Таблица 201

Окислы	Хром-диопсид*)	Окислы	Хром-диопсид
SiO_2	49,70	CaO	24,12
TiO_2	0,40	Na_2O	0,25
Al_2O_3	3,14	K_2O	0,04
Cr_2O_3	2,25	H_2O^+	0,80
Fe_2O_3	0,20	H_2O^-	не обн.
FeO	не обн.	П. п. п.	1,30
MnO	0,20	Сумма	100,81
MgO	18,41		

* Анализ выполнен в химической лаборатории ИГН АН АрмССР А. А. Петросян.

Демантоид— $Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$. Сингония кубическая.

Обнаружен в ряде проб аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинитов из магнезитизированных участков Джил-Сатанахачского мафит-ультрамафитового массива как аксессуарный минерал в количестве до 7 г/т, а также на Даринском месторождении асбеста (Корчагина, Парсамян, 1966). Магнезитизированные серпентиниты характеризуются сильной трещиноватостью, вдоль трещин наблюдается развитие хризотил-асбеста. В процессе дробления проб асбест легко выделяется в пушистую волокнистую массу, в которой и наблюдаются хорошо образованные кристаллы демантоида.

Спайность отсутствует. Твердость—6,8, хрупок, излом неровный. Уд. вес—3,4. Цвет—зеленый, прозрачный, блеск стеклянный. Оптически изотропный, $N=1,890$. Размеры кристаллов не превышают 2 мм, облик их ромбододекаэдрический, часто в комбинации с тетрагон-триоктаэдром, иногда с оплавленными гранями.

Теоретический состав (в %): CaO —33,0, Fe_2O_3 —31,5, SiO_2 —35,5. В качестве примесей присутствуют K_2O , Na_2O , P_2O_5 , V_2O_5 , ZrO , BeO и др. Химический состав демантоида из Джил-Сатанахачского массива приведен в табл. 202.

Таблица 202

Окислы	Демантоид	Окислы	Демантоид
SiO_2	50,85	CaO	19,99
TiO_2	0,07	Na_2O	0,12
Al_2O_3	0,20	K_2O	не обн.
Fe_2O_3	1,36	H_2O	0,69
FeO	3,09	П. п. п.	2,92
MnO	0,20	Сумма	99,45
MgO	19,96		

Анализ выполнен в химической лаборатории ИГН АН АрмССР аналитиком А. А. Петросян.

Демантоид образовался как результат воздействия кислых гидротерм на ультрамафитовые породы, причем оплавленность граней указывает на то, что кристаллизация его предшествовала асбестообразованию.

Практического значения в Армянской ССР минерал не имеет.

Кеммерерит— $(\text{Mg}, \text{Fe})_5\text{Al}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH}]$. Сингония моноклиная.

Встречается среди хромитовых руд Шоржинского, Джильского и Даринского месторождений на северо-восточном побережье озера Севан как минерал—спутник хромитовых руд. Образует чешуйчатые скопления в миароловых пустотах массивных руд, а также мелкозернистые сплошные агрегаты в трещинках руд.

Спайность совершенная по 001, чешуйки гибкие, твердость 2, уд. вес—2,7. Цвет фиолетовый, блеск перламутровый. Оптически отрицательный, $\text{Ng}-\text{Np}=0,003$.

Теоретический состав (в %): MgO —17,4—35,9, FeO —0,7—17,4, Fe_2O_3 —0—57, Al_2O_3 —13,8—21,3, SiO_2 —29,8—33,7, H_2O —11,5—14,6. В виде изоморфных примесей встречаются (в %): MnO до 2,3, CaO до 1,3, Cr_2O_3 до 11,39.

В табл. 203 приведены химические анализы двух образцов кеммерерита из Шоржинского месторождения хромита. В образце 1 содержание СаО несколько повышено, что связано, по-видимому, с наличием механической примеси кальцита.

Таблица 203

Окислы	1	2	Окислы	1	2
SiO ₂	28,02	33,64	MgO	37,20	37,59
TiO ₂	0,16	0,17	CaO	4,01	0,11
Al ₂ O ₃	12,16	9,40	Na ₂ O	0,23	0,24
Cr ₂ O ₃	3,40	3,00	K ₂ O	не обн.	не обн.
Fe ₂ O ₃	2,40	1,84	H ₂ O ⁻	не обн.	0,17
FeO	не обн.	0,86	П. п. п.	13,15	13,08
MnO	не обн.	не обн.	Сумма	100,73	100,10

Анализ выполнен в химической лаборатории ИГН АН АрмССР аналитиком А. А. Петросян.

Принадлежность минерала к кеммерериту устанавливается также на основании данных рентгеноструктурного анализа (табл. 204).

Таблица 204

Межплоскостные расстояния кеммерерита

l	$\frac{dz}{n}$	l	$\frac{dz}{n}$
6	14,3	5	2,046
10	7,1	3	2,014
8	4,796	2	1,989
10	3,596	5	1,577
6	2,874	4ш	1,542
4	2,508	4ш	1,437
3	2,404	3ш	1,407
3	2,151	3ш	1,375

Лаборатория ИГН АН АрмССР, Ревазова Н. В.

Кеммерерит образовался в постмагматическую стадию в процессе серпентинизации ультрамафитов и метаморфизма хромшпинелидов, при этом необходимый для образования кеммерерита глинозем был заимствован из хромшпинелидового вещества.

Практического значения в Армянской ССР кеммерерит не имеет.

Хризотил-асбест— $\text{Mg}_6[\text{Si}_4\text{O}_{11}][\text{OH}]_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Сингония моноклинная.

Широко распространен среди серпентинизированных массивов ультрамафитовых пород, в виде одиночных волосяных прожилков, а на некоторых участках (Джанахмедский) образует значительные скопления, где на небольшой площади (около 600 м²) отмечаются многочисленные параллельные друг другу прожилки от 2 до 6 мм мощностью (рис. 95). Часто одна группа параллельных прожилков пересекается другой группой параллельных прожилков, ориентированных под прямым углом к первой группе (Абовян, 1961).

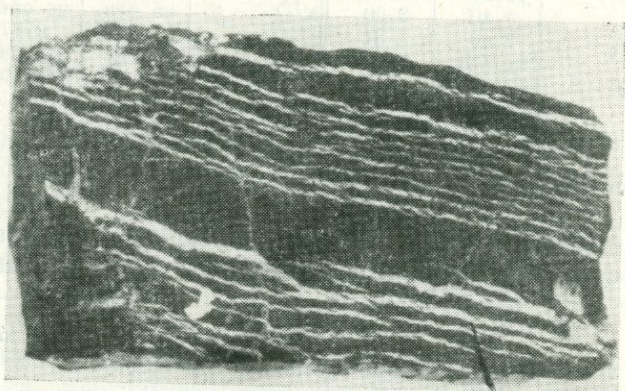


Рис. 95. Полированный штаф перидотита с двумя группами прожилков хризотил-асбеста. 1/2 натур. величины. Джанахмедское проявление. По С. Б. Абовяну.

Прожилки хризотил-асбеста имеют поперечно-волокнистое строение, легко распушаются, дают мягкие волокна, толщиной до 0,01 мм, длиной до 6 мм. Цвет—белый, иногда золотисто-белый, уд. вес—3,09 (уд. вес несколько повышен, по-видимому, в пробу попали обломки вмещающего перидотита). Оптически положительный, $N_g=1,544$, $N_p=1,531$, $N_g-N_p=0,013$. Твердость 2. Теорет. состав: MgO —43,0%, SiO_2 —44,1%, H_2O —12,9%. В табл. 205 приведен химический состав хризотил-асбеста из Джанахмедского проявления (графа 1) и Канадского месторождения Тетфорд (Справочник для геологов, вып. 5, 1946) (графа 2).

Сравнение приведенных составов обнаруживает их полное сходство. Формула Джанахмедского асбеста, вычисленная на основании его химического анализа, следующая: $\text{H}_4\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_9$.

По своему типу описываемый асбест близок к мелкопрожилочному типу асбестоносности или тигровому асбесту, характерному для Аспагашского месторождения.

Образование хризотил-асбеста связывается с процессом автотематоморфической серпентинизации ультрамафитовых массивов и последующей обработкой серпентинитов термальными растворами кислой магмы.

Таблица 205

Окислы	1	2	Окислы	1	2
SiO ₂	38,28	39,62	MgO	38,96	39,73
Al ₂ O ₃	0,98	0,81	H ₂ O ⁺	не опр.	13,32
Fe ₂ O ₃	4,93	4,52	H ₂ O ⁻		0,43
FeO	2,08	1,90	(п. п. п.)	14,00	—
MnO	0,10	—	Сумма	100,68	100,33
CaO	1,35	сл.			

Анализ (графа 1) выполнен в хим лаборатории ИГН АН АрмССР.

Амфибол-асбест—Ca₂Mg₅[Si₄O₁₁]₂[OH]₂. Сингония моноклинная.

Встречается среди разрыхленных магнезитизированных участков массивов ультрамафитовых пород в виде прожилков мощностью около 1 см и длиной до 1 м. В непосредственно разрыхленных участках волокна асбеста также разрушены и перемяты вместе с вмещающими породами, но на некоторой глубине (2—4 м) прожилки асбеста ясно фиксируются вдоль трещин сравнительно свежих и плотных дунитов.

Прожилки асбеста имеют продольно-волокнистое, реже косо-волокнистое строение; последнее, вероятно, обусловлено последующими небольшими тектоническими подвижками. Цвет—белый, иногда серебристо-белый. Длина волокон 2—4 см, легко распушается, давая тонкие и мягкие волокна (рис. 96). Уд. вес 2,71. Оптически отрицательный, удлинение положительное, слабо плеохроирует; Ng=1,56, Np=1,54, Ng—Np=0,02, с Ng=14°.

Теоретический состав: CaO—13,8%, MgO—24,6%, SiO₂—58,8%, H₂O—2,8%. Химический состав амфибол-асбеста из Нижне-Даринского проявления приведен в табл. 206 и для сравнения колебания в составе тремолит-асбеста (графа 2) по Дельтеру (Справочник для геологов, вып. 5, 1946) (графа 2).

Из таблицы видно, что состав Нижне-Даринского амфибол-асбеста укладывается в пределы колебаний в составе тремолит-асбеста по Дельтеру, за исключением SiO₂. Сравнительно низкое

содержание SiO_2 в анализированном образце вполне естественно, если учесть, что он залегает среди магнезитизированных ультрамафитов, где в процессе магнезитизации происходит вынос SiO_2 в нижние горизонты. Данные химического анализа укладываются в следующую формулу: $\text{H}_2\text{Ca}_3\text{Mg}_5\text{Si}_7\text{O}_{24}$.

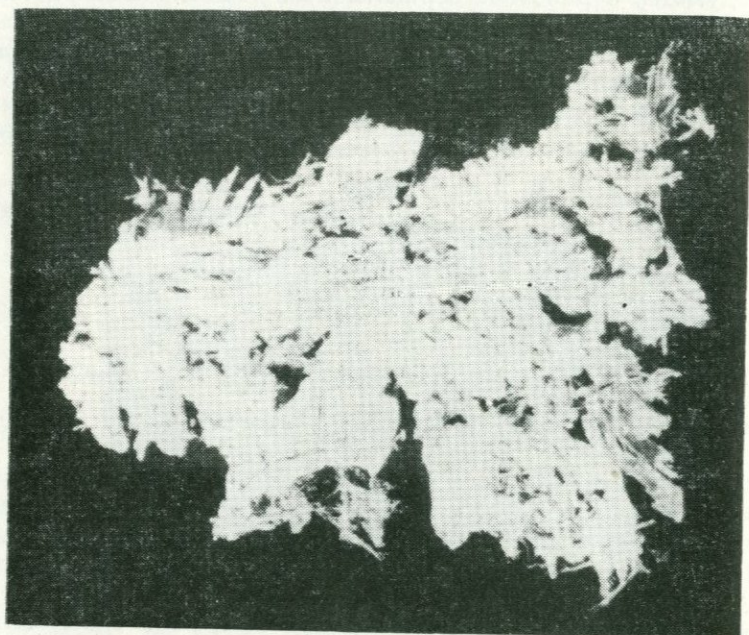


Рис. 96. Тремолит-асбест (распущенный). 1/2 натур. величины. Нижне-Даринское проявление. По С. Б. Абовяну.

Таблица 206

Окислы	1	2	Окислы	1	2
SiO_2	37,20	52,00—59,00	MnO	0,10	1,10—2,2
Al_2O_3	3,67	0,00—0,50	Na_2O	0,50	0,70—3,50
Fe_2O_3	1,40	0,40—1,00	K_2O		
FeO	1,52	2,00—11,00	H_2O^+	2,00	0,20—3,50
MgO	24,98	10,00—33,00	П. п. п.	13,50	
CaO	15,00	10,00—17,00	Сумма	99,88	

Анализ (графа 1) выполнен в химлаборатории ИГН АН АрмССР.

Другая щелочная разновидность амфибол-асбеста (арфведсонит) отмечается в трещинах сильно серпентинизированных, местами амфиболизированных дунитов Джил-Сатанахачского массива на Верхне-Даринском участке, в виде прожилков мощностью 1—2 см, длиной 1,5—2,0 м.

Прожилки асбеста имеют продольно-волокнистое строение. Цвет голубой с зеленоватым оттенком. Длина волокон 2—6 см, легко распушается, давая тонкие и мягкие волокна. Уд. вес—2,98. Оптически отрицательный, удлинение отрицательное, $N_g = 1,656$, $N_p = 1,648$, $N_g - N_p = 0,008$, $cN_g = 15^\circ$. Плеохроизм сильный.

Теоретический состав: $Na_3(Fe^{2+}, Mg)_4(Fe^{3+}, Al)[Si_4O_{11}]_2[OH, F]_2$.

В табл. 206, 207 приведен химический анализ описываемого амфибол-асбеста. Как видно из анализа, этот асбест принадлежит к натриево-железистой разновидности амфиболов—арфведсониту.

Образование амфибол-асбеста на Даринском участке связывается с воздействием на ультрамафиты гидротерм кислой магмы, обогащенных кремнеземом и щелочами.

Таблица 207

Окислы	Арфведсонит. сбест	Окислы	Арфведсонитасбест
SiO_2	52,22	CaO	1,28
Al_2O_3	0,62	Na_2O	6,22
Fe_2O_3	10,17	K_2O	0,93
FeO	3,18	H_2O^+	2,20
MgO	19,25	П. п. п.	4,30
MnO	0,08	Сумма	100,48

Анализ выполнен в химлаборатории ИГН АН АрмССР.

Тальк— $Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2$. Сингония моноклинная.

Обнаружен среди магнезитизированных участков массивов ультрамафитовых пород северо-восточного побережья озера Севан и вдоль их контактовых частей с лиственитами и доломитами, где развиты узкие полосы тальк-карбонатных пород. Среди магнезитизированных пород тальк слагает небольшие плотные массы неправильной формы размерами от 0,2 до 0,7 м в поперечнике (Абовян, 1961), а среди тальк-карбонатных пород—мелкие чешуйчатые скопления в тесном срастании с тонкозернистым карбонатом.

Спайность в чешуйчатых разновидностях весьма совершенная

по {001}. Цвет зеленовато-серый. Блеск плотных разновидностей матовый. Уд. вес—2,7. Твердость около 1. Жилен на ошупь. В HCl не растворяется. Оптически отрицательный. $Ng=1,584$, $Np=1,541$, $Ng-Np=0,043$.

Теоретический состав (в %): $MgO-31,7$, $SiO_2-63,5$, $H_2O-4,8$. Часть MgO замещается FeO , часто присутствует Al_2O_3 , реже NiO . Химический состав талька из магнезитизированных перидотитов Кясаманского массива приведен в табл. 208 (Абовян, 1961).

Вероятно, в составе описываемого талька значительная роль принадлежит пирофиллитовой молекуле— $Al_3[Si_4O_{10}][OH]_2$.

Тальк образовался в результате гидротермального воздействия углекислых растворов на ультрамафитовые породы, а вдоль контактов ультрамафитов с лиственитами и доломитами—в результате контактово-метасоматических процессов, происходящих на границе между ними в гидротермальную стадию.

Таблица 208

Окислы	Тальк	Окислы	Тальк
SiO_2	51,40	NiO	0,27
TiO_2	0,10	CaO	0,63
Al_2O_3	8,19	MgO	26,61
Cr_2O_3	0,34	Na_2O	0,30
Fe_2O_3	1,47	K_2O	
FeO	1,76	H_2O	1,00
MnO	не обн.	Сумма	100,07

Скопления талька в связи с ограниченностью распространения не имеют практического значения.

Серпентин— $Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_8$. Сингония моноклиная.

Является породообразующим минералом серпентинитов, которые вмещают рудные тела хромистого железняка и развиты в различной степени среди ультрамафитовых пород всех массивов габбро-перидотитовых комплексов Армянской ССР. Кроме того, серпентин является наиболее распространенным жильным минералом в рудах хромистого железняка и титаномагнетита Армянской ССР.

Встречаются все морфологические разновидности серпентина—антигорит—пластинчатая или чешуйчатая разновидность, хризотил и лизардит—волокнистые разновидности и офит—плотная разновидность. Последняя развита в значительно меньшей степени, чем первые две разновидности. Размеры антигоритовых пластинок достигают 0,5 мм, реже до 30 мм, толщина хризотильных и лизардитовых волокон—до 0,01 мм.

Спайность отмечается только у пластинчатых разновидностей—антигоритов: по (001) совершенная, по (010) менее совершенная. Бастит, представляющий гомоосевую псевдоморфозу антигорита по ромбическому пироксену—энстатиту, обладает совершенной спайностью по (001), параллельной отдельности пироксенов. Цвет темно-зеленый, бутылочно-зеленый, зеленовато-черный, зеленовато-бурый. Офит—оливково-зеленый с желтым оттенком, антигорит—зеленовато-серый с синим оттенком. В тонких осколках по краям просвечивают. Блеск стеклянный, жирный, у офита—восковой, у бастита—перламутровый, иногда со слабым золотистым оттенком. Твердость 2,5—3,5, у офита 2, у антигорита—3. Уд. вес 2,5—2,7. Антигорит и хризотил оптически отрицательные, лизардит—положительный, $N_g - N_p = 0,012$ (для антигорита) и $N_g - N_p = 0,016$ (для хризотила и лизардита).

Теоретический состав (в %): MgO —43,0, SiO_2 —44,1, H_2O —12,9. В офитах количество воды возрастает до 17%. В качестве примесей присутствуют FeO и Fe_2O_3 до нескольких процентов, NiO до десятых долей процента, CoO , реже Al_2O_3 , CaO , изредка Cr_2O_3 , ZnO и др.

Химические составы серпентинов из Джил-Сатанахачского массива Севанского пояса (графа 1) и Азизкендского выхода Веддинского пояса (графа 2) приведены в табл. 209. Оба серпентина представляют смесь хризотила и антигорита, а составы их близки к теоретическим.

Таблица 209

Химические составы серпентинов

Окислы	Весовые %		Окислы	Весовые %	
	1	2		1	2
SiO_2	34,10	38,92	MgO	38,98	38,78
TiO_2	0,05	0,08	CaO	0,28	0,77
Al_2O_3	2,81	сл.	Na_2O	0,07	0,06
Cr_2O_3	0,06	—	K_2O	0,02	0,02
Fe_2O_3	5,98	5,72	H_2O	0,20	0,12
FeO	3,96	2,95	П. п. п.	14,17	12,32
MnO	0,14	сл.	Сумма	100,82	100,72

Анализы выполнены в химлаборатории ИГН АН АрмССР аналитиком З. Ш. Гаспарян.

Серпентиновые минералы ассоциируют с оливином, пироксенами, магнетитом (вторичным), хромшпинелидами (в ультрамафитовых породах), реже плагиоклазами (в мафитовых породах). Процесс образования серпентиновых минералов среди мафит-ультрамафитовых пород.

трамафитовых пород Армянской ССР носит многостадийный характер (Абовян, 1964). Первая стадия представлена аморфным протосерпентином, окаймляющим рудные тела и вкрапленники хромшпинелидов. Наиболее мощной является вторая стадия, в результате которой ультрамафиты подвергаются массовой серпентинизации и приобретают петельчатую микротекстуру, сложенную хризотилом, лизардитом и антигоритом. Третья стадия имеет ограниченное развитие и выражается в преобразовании петельчатой микротекстуры в сложнопетельчатую. Серпентин последней (четвертой) стадии представлен поздними прожилками микроантигорита, секущими сложнопетельчатую микротекстуру, а также колломорфными или плотными, иногда непросвечивающими, вследствие обилия рудной пыли, образованиями офита. Все указанные стадии серпентинизации имеют аутометаморфическое происхождение и связаны с многофазным становлением массивов габбро-пиритовых комплексов. Весьма редко среди ультрамафитов встречаются зоны гидротермально-измененных пород, в которых серпентин имеет наложенный характер и по своему происхождению относится к аллометаморфическим образованиям.

Все серпентиновые минералы в свою очередь замещаются в различной степени хлоритом, карбонатом, бруситом, тальком и гидроокислами железа, обладающими тонкоагрегатным сложением.

Гарниерит-галлуазит— $n\{\text{Ni, Mg}\}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}\} - (100 - n) \cdot \{(\text{Al, Fe})_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}\}$.

Сингония неизвестна. Гарниерит-галлуазит обнаружен на Амазасском сурьмяно-мышьяковом месторождении (рис. 130) (СЗ часть Армянской ССР) в трещинах наиболее выветрелых, местами рассланцованных и обохренных разновидностей серпентинитов в виде тонких прожилков мощностью в 1—2 см и скоплений, имеющих в поперечнике 3—5 см (Абовян, 1958).

Представляет собой фарфоровидный минерал, имеющий гелеподобное или скрытокристаллическое агрегатное сложение. Цвет—различные оттенки зеленого, голубого и серого цвета. Блеск матовый, реже восковой и еще реже стеклянный; в тонких частях просвечивает. Твердость 1—2, хрупок, вследствие дегидратации обладает мелкой трещиноватостью, в результате чего при ударе легко распадается на угловатые обломки. Излом плоскораковистый. Уд. вес 2,31. Под микроскопом обнаруживает совершенно однородное строение, на отдельных участках, где окристаллизован, в скрещенных николях слабо анизотропен. Показатели преломления у различно окрашенных разновидностей колеблются в широких пределах—от 1,517 до 1,590. У белых разновидностей $N = 1,517$, у зеленых 1,590. По-видимому, цвет минерала и показатели преломления находятся в зависимости от примесей, имеющих в минерале.

Теоретический состав (в %) варьирует в широких пределах. Кроме компонентов, входящих в формулу минерала иногда в незначительных количествах присутствуют Cr_2O_3 , FeO , MnO , CaO и щелочи. Отношение $(\text{RO} + 2\text{R}_2\text{O}_3) : \text{RO}_2$ близко к 1, а отношение $\text{RO} : (\text{RO} + \text{R}_2\text{O}_3)$ изменяется от 0 до 1. Количество молекулярной воды непостоянно; вследствие частичной дегидратации на воздухе оно обычно меньше, чем полагается по формуле.

Химический состав зеленой разновидности гарниерит-галлуазита приведен в табл. 210 (аналитик А. К. Иванян, химлаборатория ИГН АН АрмССР).

Таблица 210

Состав гарниерит-галлуазита

Окислы	Содержание в %	Окислы	Содержание в %
SiO_2	42,94	MgO	6,74
Al_2O_3	12,27	CaO	2,15
Fe_2O_3	4,12	H_2O	13,58
Cr_2O_3	2,23	Сумма	100,49
NiO	16,36		

В составе гарниерит-галлуазита CaO и частично Fe_2O_3 и Cr_2O_3 участвуют как механические примеси, что подтверждается наблюдениями под микроскопом.

Для гарниерит-галлуазита характерно отношение $(\text{RO} + 2\text{R}_2\text{O}_3) : \text{RO}_2$ которое должно быть близко к 1. Этому условию отвечает анализированный минерал.

На основании спектральных анализов зеленой и белой разновидностей гарниерит-галлуазитов обнаружены: Ti —в количестве тысячных долей процента, Mn и Cu —в зеленой разновидности в количестве тысячной, в белой—десятитысячной долей процента, Sb и As —в количестве меньше сотых долей процента. Характерно, что в зеленой разновидности количество Cu и Ni в десять раз больше, чем в белой. Этим и, по-видимому, обусловлен зеленый цвет минерала и более высокие показатели оптических констант. Не менее характерно для окраски минерала наличие в зеленой разновидности большого содержания железа и хрома.

Кривая нагревания рассматриваемого минерала, полученная в лаборатории ИГЕМ АН СССР, приведена на рис. 97. Для кривой характерны две эндотермические остановки при 120° и 500°C , из них вторая остановка выражена исключительно резко; кроме того характерен пик у экзотермической остановки при 1010°C . По своим эндо- и экзотермическим эффектам минерал близко подходит к уральским галлуазитам (показан пунктиром), являющимся продуктом разложения габбро-амфиболитов (Гинзбург, Рукавишников). Не-

Большая разница в эндо- и экзотермических остановках, по-видимому, объясняется наличием никеля в нашем образце, вследствие чего он определяется не как галлуазит, а как гарниерит-галлуазит.

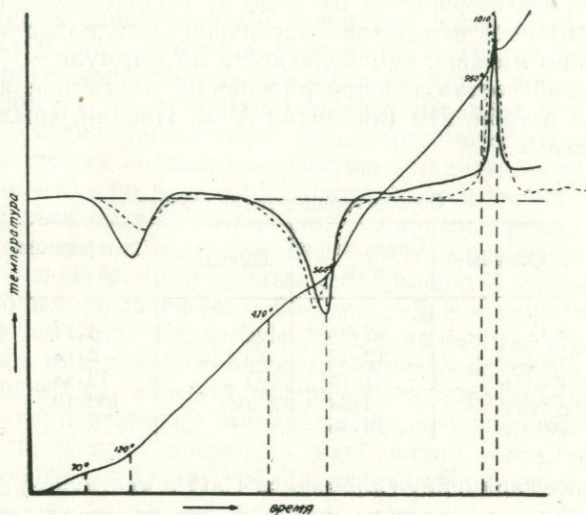


Рис. 97. Термограмма гарниерит-галлуазита. Амасийское сурмяно-мышьяковое проявление. По С. Б. Абовяну.

По своему происхождению гарниерит-галлуазит, по-видимому, является экзогенным минералом. Его залегание в виде прожилков в трещинах сильно выветрелых серпентинитов, возможно, указывает на то, что выпадение его произошло в форме гелей из коллоидных растворов. При этом источником никеля, магния и железа являлся серпентин и те минералы, за счет которых он образовался (оливин и пироксены). Источником алюминия, вероятнее всего, служили боковые породы серпентинитов—порфириды.

Непуит (ревдинксит)— $(\text{Ni}, \text{Mg})_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$. Сингония моноклинная.

Обнаружен в трещинах серпентинизированных ультрамафитов северо-восточного побережья озера Севан, оконтуривающих месторождения магнетита.

Представлен в виде скрытокристаллической плотной массы, реже—чешуйчатых агрегатов. Цвет—серовато-зеленый. Блеск матовый. Излом ровный. Уд. вес 3,0. Твердость 2,4. Оптически отрицательный, $N_g=1,647$, $N_p=1,621$, $N_g-N_p=0,026$. Разлагается только в горячей HCl .

Теоретический состав в общем аналогичен серпентину, но отличается от него значительно большим содержанием NiO , иногда преобладающим над MgO . В кристаллической разности присутствует Al_2O_3 до нескольких процентов, замещающий MgO . В небольших количествах присутствуют FeO и CaO .

Ассоциация непуита с магнезитом, арагонитом, опалом, реже гарниеритом указывает на его экзогенное происхождение, за счет выветривания серпентинитов. Источником никеля, магния и железа являлся серпентин и те минералы, за счет которых он образовался (оливин и пироксен).

- Абовян С. Б., Арутюнян Г. М. Магнетитизированные ультраосновные породы Армении и их происхождение. Изв. АН АрмССР, серия геол. и геогр., т. X, № 1, 1957.
- Абовян С. Б. О явлениях метаморфизма в хромшпинелидах Армении. Зап. Арм. отд. ВМО, № 1, 1959.
- Абовян С. Б. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья озера Севан. Изд. АН АрмССР, 1961.
- Абовян С. Б., Геворкян Г. М. Некоторые вопросы геологического положения гипербазитов Армянской ССР и перспективы их хромитовосности. ДАН АрмССР, т. XLIX, № 2, 1969.
- Акопян Е. А. Минералогия зоны окисления главнейших медно-молибденовых месторождений Армении. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1960.
- Амирян Ш. О., Карапетян А. И. Минеральный состав руд Меградзорского золоторудного месторождения. В кн.: «Экспериментально-методические исследования рудных минералов». Изд. «Наука», М., 1965.
- Амирян Ш. О. К минералогии и золоторудной минерализации Гамзачиманского месторождения. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 3, 1966.
- Амирян Ш. О., Тунян Г. А. Минералого-геохимическая характеристика руд Тейского золоторудного месторождения. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1971.
- Амирян Ш. О., Фармазян А. С. Минералогия, геохимия и условия образования рудных месторождений Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1974.
- Андрущенко П. Ф., Суслов А. Т. Марганцевые месторождения юго-восточной части Армянской ССР. В кн.: «Марганцевые месторождения складчатых областей СССР». Изд. «Наука», М., 1978.
- Арапов Ю. А., Меликсетян Б. М. Гранаты. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. VII, Изд. АН АрмССР, Ереван, 1969.
- Арутюнян Т. М., Казарян А. Г., Кочинян Г. Е. Об окраске секториального кальцита Ахталского месторождения. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 4, 1970.
- Асланян А. Т. и др. Техутское медно-молибденовое месторождение. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XXXIII, № 5, 1980.
- Афанасьева Е. Л. Парагенетические минеральные ассоциации и зональность их пространственного размещения в Кафанском медном месторождении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1971.

- Бабаджян А. Е. Редкие минералы Мегринского плутона Армянской ССР. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 4, 1970.
- Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. Изд. «Наука», 1972.
- Бетехтин А. Г. Шоржинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще. Хроми́ты СССР, т. 1, Изд. АН СССР, 1937.
- Ван-Цзу-Бан, Котляр В. Н. О гипогенном ангидрите и гипсе из Кафанского месторождения. Сб. научн. трудов МИЦМИЗ, № 27, 1957.
- Гаспарян И. Г. О находке некоторых самородных минералов в аллювии и искусственных шлихах бассейна озера Севан. Изв. АН АрмССР, т. IX, № 6, 1956.
- Геология Армянской ССР, т. VI, Металлические полезные ископаемые. Изд. АН АрмССР, 1967.
- Грушевой В. Г. Алавердское медное месторождение в Закавказье. Тр. ГГРУ ВСНХ СССР, вып. 1, 1930.
- Гулян Э. Х. Железорудные месторождения Армении. Ин-т научно-технич. информ., Ереван, 1963.
- Гуюмджян О. П. Минеральный состав известковистых скарнов бассейна р. Гехи. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1974.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 2, Изд. «Мир», 1965.
- Заварицкий А. Н. Физико-химические основы петрографии изверженных пород. Госгеолтехиздат, 1961.
- Зарьян Р. Н. Теллуриды и теллурат свинца в рудах Кафанского месторождения. Изв. АН АрмССР, сер. геол.-геогр. наук, т. XV, № 2, 1962.
- Зарьян Р. Н. О стадиях минерализации Кафанского медно-полиметаллического месторождения. Изв. АН АрмССР, серия геол. и геогр. наук, т. XVI, № 4—5, 1963.
- Исаенко М. П. Минералы молибдена в рудах медно-молибденовых месторождений Малого Кавказа. Изв. высш. учебн. завед. (Геология и разведка), № 2, 1960.
- Казарян А. Г. Ангидрит-сульфидная минерализация Кафана и закономерности ее проявления на колчеданных и медно-молибденовых месторождениях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1975.
- Карамян К. А., Фарамазян А. С. К вопросу об ассоциации гипогенного ангидрита и гипса с сульфидами на примере месторождений Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, сер. геол.-геогр. наук, № 6, 1959.
- Карамян К. А. Стеллерит из Тейского золото-полиметаллического месторождения. ДАН АрмССР, т. XLV, № 1.
- Карамян К. А. Геологическое строение, структура и условия образования медно-молибденовых месторождений Зангезурского рудного района. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1978.
- Карапетян А. И., Гольденберг Г. И. Особенности минерализации Айгедзорского молибденового месторождения. Изв. АН АрмССР, серия геол. и геогр. наук, т. XII, № 3, 1959.

- Карпетян А. И.* Характер оруденения золота на одном медно-молибденовом месторождении. Изв. АН АрмССР, серия геол. и геогр. наук, т. XIV, № 4, 1961.
- Кашкай М. А.* Петрология и металлогения Дашкесана и др. железорудных месторождений Азербайджана. Изд. «Недра», М., 1965.
- Котляр В. Н.* Памбак. Изд. АН АрмССР, 1958.
- Кочинян Г. Е.* Минералогия и геохимия щелочных пород Памбака. Изд. АН АрмССР, 1975.
- Кравченко С. М., Ифантопуло.* Акцессорные минералы Памбакского щелочного комплекса. В сб.: «Акцессорные минералы как индикаторы особенностей петрогенезиса». Изд. «Наука», М., 1969.
- Кудрин М. А., Кудрика В. С.* Бритолит и алюмобритолит из щелочных пегматитов Сибири. В кн.: «Геология месторождений редких элементов». Изд. «Недра», 1961, вып. 9.
- Лебедева С. И.* Определение микротвердости минералов. Изд. АН СССР, М., 1963.
- Лодочников В. Н.* Серпентины и серпентиниты. Ильчирские и другие и петрологические вопросы с ними связанные. Тр. ЦНИГРИ, вып. 38, 1936.
- Любофеев В. Н., Балицкий В. С.* Об ортите Гилутского гранитоидного массива. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XIV, № 5, 1961.
- Магакьян И. Г., Карпетян О. Т.* Мец-дзорское месторождение медно-мышьяково-оловянных руд. Изв. АН АрмССР, сер. техн. наук, № 1—2, 1944.
- Магакьян И. Г.* Железорудные месторождения Северной Армении. Изв. АН АрмССР, естеств. науки, № 1, 1947.
- Магакьян И. Г.* Алавердский тип оруденения и его руды. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1947.
- Магакьян И. Г.* Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. Изд. «Недра», М., 1969.
- Магакьян И. Г., Пиджян Г. О., Хачатурян Э. А.* Редкие и рассеянные металлы в рудах Армянской ССР. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. VI, 1967.
- Магакьян И. Г., Пиджян Г. О., Фарамазян А. С., Амирян Ш. О., Карпетян А. И., Пароникян В. О., Зарьян Р. Н., Меликсетян Ъ. М., Акопян А. Г.* Редкие и благородные элементы в рудных формациях Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1972.
- Межлумян Г. Б.* О находке шпинели в титаномagnetитовых рудах Сваранцского месторождения. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XIII, № 3—4, 1960.
- Межлумян Г. Б.* Вторичные кварциты района Сваранцского железорудного месторождения. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XIV, № 2, 1961.
- Межлумян Г. Б.* Сравнительная характеристика титаномagnetитовых руд Камакарского и Сваранцского месторождений. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 2, 1973.

- Межлумян Г. Б. Сваранское железорудное месторождение. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1974.
- Межлумян Г. Б. Мушкетовит в железных рудах месторождений Цакери-дош и Мисхана. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 3, 1976.
- Меликсетян Б. М. О некоторых особенностях процесса турмалинизации. Изв. АН АрмССР, сер. геол.-геогр. наук, № 5, 1959.
- Меликсетян Б. М. Акцессорный ортит из Мегринского плутона. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол.-геогр. наук, т. XIII, № 1, 1960.
- Меликсетян Б. М. О соотношении Zr и Hf в цирконах из пород Мегринского плутона. Изв. АН АрмССР, сер. геол., № 5, 1960.
- Меликсетян Б. М. К геохимии урана и тория в некоторых гранитоидах юга Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, сер. геол.-геогр. наук, № 5, 1961.
- Меликсетян Б. М. О находке хризоберилла в щелочных пегматитах Мегринского района Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 2, 1963.
- Меликсетян Б. М. К минералогии, геохимии и генезису щелочных пегматитов Мегринского плутона. Сб., посвящ. 70-летию К. Н. Паффенгольца, Изд. АН АрмССР, 1963.
- Меликсетян Б. М. К геохимии редких земель и иттрия в гранитоидах Мегринского плутона. Изв. АН АрмССР, серия геол.-геогр., № 3, 1963.
- Меликсетян Б. М. Закономерности распределения акцессорных минералов в гранитоидах Мегринского плутона. В сб.: «Акцессорные минералы изверженных пород». Изд. «Наука», 1968.
- Меликсетян Б. М., Саргсян Г. С. Геохимические особенности щелочных пород Базумского хребта. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 4, 1970.
- Меликсетян Б. М., Саргсян Г. С. Везувиан из щелочных пегматитов Памбака. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 4, 1970.
- Меликсетян Б. М. Минералогия, геохимия и петрологические особенности Тежсарского щелочного комплекса. Изд. АН АрмССР, 1972.
- Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л. Петрология и геохимия интрузивных комплексов некоторых рудных районов Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, 1976.
- Меликсетян Б. М. Петрология, минералогия и геохимия интрузий порфировидных гранитов Центральной Армении и их металлогеническая роль. Изд. АН АрмССР, 1976.
- Меликсетян Б. М. Петролого-геохимические типы гранитоидов Памбак-Зангезурской зоны Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 4—5, 1977.
- Мелконян Р. Л. Петрология, минералогия и геохимия интрузивных комплексов Алавердского рудного района. В кн.: «Петрология и геохимия интрузивных комплексов некоторых рудных районов Армянской ССР», Изд. АН АрмССР, 1976.
- Минералогия редких элементов, т. II, Сб. «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов», Изд. «Наука», 1964.
- Минералы (справочник), т. II, вып. 2, Простые окислы. Изд. «Наука», 1965.

- Минералы (справочник), т. II, вып. 3, «Сложные окислы, титанаты, ниобаты и др.», Изд. Наука», 1967.
- Мирзоян Г. Г. Иоцит в плагиогранит-порфирах Алавердского рудного района. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XVIII, № 5, 1965.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель. Изд. «Недра», 1957.
- Мовсисян С. А., Исаенко М. П.. Комплексные медно-молибденовые месторождения. Изд. «Недра», М., 1974.
- Мурадян К. М. Иоцит из кислого субвулканического комплекса Базумского рудного района Северной Армении. ДАН АрмССР, т. XL, № 5, 1965.
- Овчинников Л. Н. О маггемите. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ СССР, № 2, вып. 20, 1953.
- Пароникян В. О. К геохимии благородных и некоторых редких элементов в колчеданной и полиметаллической формациях руд Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 5—6, 1967.
- Пиджян Г. О. Ртутное оруденение северо-восточного побережья озера Севан. Изв. АН АрмССР, серия геол. и геогр. наук, т. X, № 3, 1957.
- Пиджян Г. О. Медно-молибденовая формация руд Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1975.
- Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. Изд. ИЛ, перев. с немец., М., 1962.
- Сальдау Э. П. Опыты по окислению магнетита в маггемит. Тр. Ленингр. горного ин-та, вып. 5, 1956.
- Саруханян Л. Б., Мкртчян Г. Распределение редкоземельных элементов в апатите. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 4, 1968.
- Саруханян Л. Б. Минералогия, геохимия и генезис Абовянского апатит-магнетитового месторождения. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1971.
- Свяжин Н. В. Тернебомит из щелочной провинции Урала. Зап. ВМО, ч. 91, 1961.
- Сейранян В. Б. О проявлении вольфрам-молибденовой минерализации в Шамлугском рудном поле. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 6, 1972.
- Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд. «Наука», 1963.
- Сидоренко Г. А. Рентгенографический определитель урановых и урансодержащих минералов. Изд. «Недра», 1960.
- Соболева М. В., Пудовкина И. А. Минералы урана. Изд. «Наука», 1956.
- Соколов Г. А. Хромиты урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. Тр. ИГН АН СССР, вып. 97, серия рудных м-ний (№ 12), Изд. АН СССР, 1948.
- Фарамазян А. С. Каджаранское медно-молибденовое месторождение. В кн.: «Минералогия, геохимия, условия образования рудных месторождений Армянской ССР», Изд. АН АрмССР, 1974.
- Халилова Т. А. Железо-марганцевые месторождения Ханларского района (Азерб. ССР). Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 1960.
- Хачатурян Э. А. Генетические типы железорудных месторождений Армянской ССР и перспективы их освоения. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1953.

- Уачатурян Э. А. Минералогия, геохимия и генезис колчеданной формации АрмССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1977.
- Чернышов Н. М. Флюорит из Ахтальского барит-полиметаллического месторождения. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 3, 1962.
- Яшвили Л. П. О находке яkobсита в рудах Чайкендского месторождения. ДАН АрмССР, т. XLIV, № 3, 1967.
- Яшвили Л. П. Минеральный состав и генезис марганцевых руд северо-восточного побережья озера Севан. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 4, 1978.
- Basta E. Z. Some mineralogical relationships in the system $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{—Fe}_3\text{O}_4$ and the composition of titanomaghemite. Econ. Geol. № 4, 1959.
- Kennedy G. G. Carte of correlation of optical properties with chemical composition of some common rockforming minerals. Amer. Mineral., 32, 1947.
- Kretz R. Co-existing pyroxenes. Geol. Mag. v. 98, № 4, 1961.
- Kuroda Y., Shimoda S. Olivine with well-developed cleavages. Its geological and mineralogical meanings. Journ. of the Geol. Soc. of Japan, v. 73, № 8, 1967.
- Mason B. Mineralogical aspects of the system $\text{Fe}_3\text{O}_4\text{—Mn}_3\text{O}_4\text{—ZnMn}_2\text{O}_4\text{—ZnFe}_2\text{O}_4$. Amer. Mineral. 32, 1947.
- Iashvili L. P. Volcanogenic manganese ore deposits in northern Armenia (USSR) Geol. Congr. symposium 104. 3. Geol. and Geochem. of manganese, 1979.
- Joder In. H. S., Sahame Th. G. Olivine x-ray determinate curve. Amer. Minera., v. 42, № 7—8, 1957.

VI. Галогениды	5
Флюорит (Меликсетян Б. М.) ¹	5
VII. Окислы простые и сложные	
<i>A. Окислы простые</i>	10
Куприт (Зарьян Р. Н.)	10
Юцит (Абовян С. Б.)	12
Тенорит (Зарьян Р. Н.)	14
Биксбит (Яшвили Л. П.)	14
Браунит (Яшвили Л. П.)	16
Маггемит (Межлумян Г. Б.)	19
Корунд (Меликсетян Б. М.)	22
Гематит (Межлумян Г. Б.)	24
Сенармонтит (Амирян Ш. О.)	27
Валентинит (Амирян Ш. О.)	28
Сервантит (Амирян Ш. О.)	29
Бисмит (Пиджян Г. О.)	30
Торианит (Меликсетян Б. М.)	30
Уранинит (Меликсетян Б. М.)	31
Бадделеит (Меликсетян Б. М.)	33
Кварц (Амирян Ш. О., Карамян К. А.)	35
Пиролозит (Яшвили Л. П.)	38
Рутил (Межлумян Г. Б.)	43
Анаказ (Меликсетян Б. М.)	46
Брукит (Меликсетян Б. М.)	50
Касситерит (Магакьян И. Г.)	51
Ильменорутит (стриверит) (Меликсетян Б. М.)	53
Теллурит (Амирян Ш. О.)	56
Рамсделлит (Яшвили Л. П.)	56

Б. Окислы сложные и гидроокислы	59
Шпинель (Межлумян Г. Б.)	59
Плеонаст (Межлумян Г. Б.)	60
Якобсит (Яшвили Л. П.)	62
Магнетит (Межлумян Г. Б.)	65
Мушкетовит (Межлумян Г. Б.)	73
Хромшпинелиды (Абовян С. Б.)	76
Гаусманит (Яшвили Л. П.)	80
Хризоберилл (Меликсетян Б. М.)	83
Пирохлор (Меликсетян Б. М.)	85
Обручевит (Меликсетян Б. М.)	87
Мариньякит (Меликсетян Б. М.)	88
Гатчеттолит (Меликсетян Б. М.)	89
Бетафит (Меликсетян Б. М.)	91
Криптомелан (Яшвили Л. П.)	93
Голландит (Яшвили Л. П.)	96
Тодорокит (Яшвили Л. П.)	100
Рансьент (Яшвили Л. П.)	101
Фергусонит (Меликсетян Б. М.)	102
Ильменит (Межлумян Г. Б.)	103
Давидит—браннерит (Меликсетян Б. М.)	106
Колумбит (Меликсетян Б. М.)	110
Самарскит (Меликсетян Б. М.)	111
Эвксенит—поликраз (Меликсетян Б. М.)	113
Эшинит (Меликсетян Б. М.)	114
Бломстрандин-приорит (Меликсетян Б. М.)	115
Лопарит (Меликсетян Б. М.)	117
Перовскит (Меликсетян Б. М.)	118
Кнопит (Меликсетян Б. М.)	118
Гроутит (Яшвили Л. П.)	120
Лимонит (Межлумян Г. Б.)	122
Гётит (Межлумян Г. Б.)	125
Манганит (Яшвили Л. П.)	128
Брусит (Абовян С. Б.)	132
Ферробрусит (Абовян С. Б.)	133
Бернадит (Яшвили Л. П.)	134
Блекент (Амирян Ш. О.)	136
Данхёмит (Зарьян Р. Н.)	137
Монтанит (Зарьян Р. Н.)	137
VIII. Вольфраматы, молибдаты	138
Вольфрамит (Меликсетян Б. М.)	138
Шеелит (Меликсетян Б. М.)	139
Молибдошеелит (Меликсетян Б. М.)	142
Повеллит (Карамян К. А., Фарамазян А. С.)	143

Ферримолибдит (Карамян К. А., Фармазян А. С.)	143
IX. Фосфаты, арсенаты, ванадаты	147
Пироморфит (Амирян Ш. О.)	147
Апатит (Межлумян Г. Б.)	147
Бирюза (Магакьян И. Г.)	155
Монацит (Меликсетян Б. М.)	156
Ксенотим (Меликсетян Б. М.)	158
Бритолит (Меликсетян Б. М.)	161
Иттроалюмобритолит (Меликсетян Б. М.)	163
Рабдофанит (Меликсетян Б. М.)	163
Скородит (Амирян Ш. О.)	165
Эритрин (Амирян Ш. О.)	165
Аннабергит (Амирян Ш. О.)	165
X. Карбонаты	166
Малахит (Зарьян Р. Н., Карамян К. А.)	166
Азурит (Зарьян Р. Н., Карамян К. А.)	167
Паризит—Бастнезит (Меликсетян Б. М.)	168
Лантанит (Меликсетян Б. М.)	170
Церуссит (Карамян К. А.)	171
Смитсонит (Карамян К. А.)	172
Магnezит (Абовян С. Б.)	172
Кальцит (Карамян К. А., Пароникян В. О.)	176
Манганокальцит (Карамян К. А., Пароникян В. О.)	179
Доломит (Карамян К. А., Пароникян В. О.)	183
Анкерит (Карамян К. А., Пароникян В. О.)	186
Олигонит (Карамян К. А., Пароникян В. О.)	189
Сидерит (Карамян К. А., Пароникян В. О.)	189
Родохрозит (Карамян К. А., Пароникян В. О.)	189
Бисмутит (Пиджян Г. О.)	190
Базобисмутит (Пиджян Г. О.)	190
Артинит (Абовян С. Б.)	190
Брунъятеллит (Абовян С. Б.)	193
Пироаурит (Абовян С. Б.)	194
XI. Сульфаты	195
Брошантит (Карамян К. А.)	195
Ярозит (Межлумян Г. Б.)	196
Халькантит (Зарьян Р. Н.)	197
Копиапит (Зарьян Р. Н.)	197
Мелантезит (Зарьян Р. Н.)	198
Алунит (Зарьян Р. Н.)	198
Ильземанит (Карамян К. А.)	199
Ангидрит (Фарамазян А. С.)	199
Гипс (Фарамазян А. С.)	202
Барит (Хачатурян Э. А.)	203

Целестинобарит (Карамян К. А.)	209
ХII. Силикаты	210
Хризоколла (Карамян К. А.)	210
Стеллерит (Карамян К. А.)	210
Гранаты, андрадит (Межлумян Г. Б.)	211
Уваровит (Абовян С. Б.)	216
Скаполит (Межлумян Г. Б.)	218
Ортит (Магакьян И. Г.)	222
Турмалин (Меликсетян Б. М.)	223
Везувин редкоземельный (Меликсетян Б. М.)	225
Цирконосиликат (Меликсетян Б. М.)	229
Циркон-циртолит (Меликсетян Б. М.)	231
Торит (Меликсетян Б. М.)	235
Ураноторит (Меликсетян Б. М.)	236
Вёлерит (Меликсетян Б. М.)	238
Иттриалит (Меликсетян Б. М.)	240
Гадолинит (Меликсетян Б. М.)	241
Церит (Меликсетян Б. М.)	241
Тернебомит (Меликсетян Б. М.)	242
Гелландит (Меликсетян Б. М.)	243
Меланоцерит (Меликсетян Б. М.)	244
Карнасуртит (Меликсетян Б. М.)	245
Ринкит (Меликсетян Б. М.)	246
Чевкинит (Меликсетян Б. М.)	248
Берилл (Меликсетян Б. М.)	249
Берtrandит (Меликсетян Б. М.)	250
Гельвин (Меликсетян Б. М.)	251
Сподумен (Меликсетян Б. М.)	252
Полилитнионит (Меликсетян Б. М.)	253
Иттротитанит (Меликсетян Б. М.)	254
Меланит (Меликсетян Б. М.)	257
Родонит (Яшвили Л. П.)	261
Бустамит (Яшвили Л. П.)	261
Пьемонтит (Яшвили Л. П.)	262
Тулит (Яшвили Л. П.)	262
Группа оливина (Абовян С. Б.)	263
Пироксены, Энстатит (Абовян С. Б.)	
Ромбические пироксены (Абовян С. Б.)	264
Моноклинные пироксены (Абовян С. Б.)	265
Роговые обманки (Абовян С. Б.)	266
К-полевои шпат (Карамян К. А., Фарамазян А. С.)	267
Гидромусковит-серицит (Карамян К. А.)	269
Каолинит-дикит (Карамян К. А.)	278

Хлориты (Карамян К. А.)	282
Хромдиопсид (Абовян С. Б.)	286
Демантоид (Абовян С. Б.)	287
Кеммерегит (Абовян С. Б.)	288
Хризотил-асбест (Абовян С. Б.)	290
Амфибол-асбест (Абовян С. Б.)	291
Тальк (Абовян С. Б.)	293
Серпентин (Абовян С. Б.)	294
Гарниерит-галлуазит (Абовян С. Б., Карамян К. А.)	296
Непунт (ревдинскит) (Абовян С. Б., Карамян К. А.)	298
Литература	300

МИНЕРАЛЫ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ
АРМЯНСКОЙ ССР

Том 2

Редактор издательства В. А. Галоян
Худ. редактор Г. Н. Горцакалян
Тех. редактор А. М. Манучарян
Корректор М. М. Даниелян

ИБ № 718

Сдано в набор 27.01.1986 г. Подписано к печати 21.11.1986 г. ВФ 06980.
Формат 60×84^{1/16}. Бумага № 2. Шрифт «литературный», высокая печать.
Печ. л. 19,5. Усл. печ. л. 18,13. Учетно-изд. л. 23,15, 18,13 кр. от. Тираж 700.
Зак. № 61. Изд. № 6784. Цена 3 р. 60 коп.
Издательство АН АрмССР, 375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна 24 г.
Типография Издательства АН АрмССР, 378310, г. Эчмиадзин.

4717