

И. В. ГИНЗБУРГ, Г. А. ЛИСИЦИНА, А. Т. САДИКОВА,  
Г. А. СИДОРЕНКО

**ФАЯЛИТ ГРАНИТНЫХ ПОРОД И ПРОДУКТЫ ЕГО ИЗМЕНЕНИЯ  
(КУРАМИНСКИЙ ХРЕБЕТ, СРЕДНЯЯ АЗИЯ)**

Из минералов группы оливина в гранитах и риолитах встречается только фаялит, однако находки его очень редки. Фаялит известен:

1) в гранитах Украины (Соболев, 1947), Карелии (Великославенский, 1953), Приморья (Ф. К. Шипулин, устное сообщение);

2) в гранитных пегматитах Таджикистана<sup>1</sup> (Смольянинов, 1936), Киргизии<sup>1</sup> (Никитин, 1936), Приморья<sup>1</sup> (Ф. К. Шипулин, устное сообщение), Колымы<sup>1</sup> (Е. К. Устиев, устное сообщение), Японии (Shibata, 1937), штат Техас в США (King, 1961), штат Массачусетс в США<sup>1</sup> (Palache, 1950);

3) в литофизах обсидианов и риолитов Йеллоустонского парка в США<sup>1</sup> (Iddings, 1885); в кислых вулканических продуктах о-ва Фаял, Азорские острова;

4) в гранофирах Тасмании (McDougall, 1961).

В 1955 г. фаялит был обнаружен Г. А. Лисициной в кварцево-полевошпатовых образованиях Чаркасарского гранитного массива (Южный склон Кураминского хребта, Средняя Азия). Эти образования, имеющие вид округлых шпировидных тел, находятся, как правило, в висячих боках полого-залегающих даек жильных апли-

товидных гранитов. Размеры шпиров колеблются от нескольких сантиметров до 5 м в поперечнике и только в отдельных случаях достигают 50 м (рис. 1). Текстура шпиров крупнозернистая до гигантозернистой и местами блоковая. В крупных шпирях взаимное расположение главных минералов кварца и микроклина беспорядочное, в мелких — иногда наблюдается близкое к радиальному положение столбчатого кварца и микроклина, со свободными головками в середине шпиря. Подобная текстура вероятна и в необнаженных центральных частях крупных шпиров, в которых местах

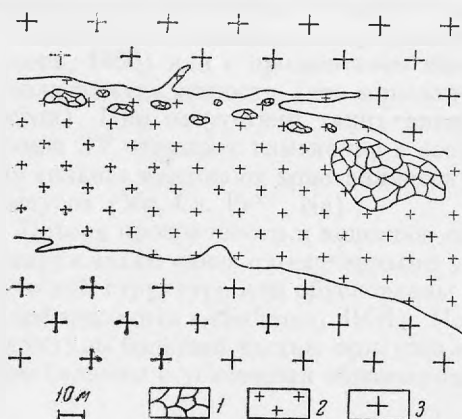


Рис. 1. Положение крупнозернистых кварцево-полевошпатовых обособлений (1) в дайке аплитовидного гранита (2), секущей аляскитовый гранит (3). Зарисовка вертикальной стенки обнажения

<sup>1</sup> Химически анализированные минералы.

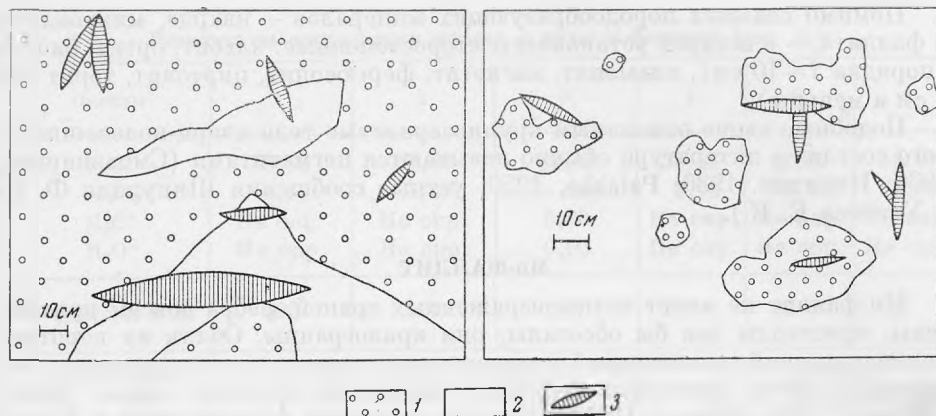


Рис. 2. Соотношения кварца (1) с микроклином (2) и фаялитом (3). Зарисовки отдельных участков шпиров — а, б

наблюдались головки кварца, вросшие в микроклин или в агрегат мелкозернистого гранофирового гранита и оставляющие в них при выкрашивании и выкалывании негативные отпечатки кварца. Эти особенности текстур кварцево-полевошпатовых шпиров позволяют рассматривать их как образования, переходные к миароловым. Это не типичные пегматиты, так как в них нет характерных графических сростаний микроклина и кварца.

Размер кристаллов кварца и микроклина в центральных и краевых частях примерно одинаков: в более крупных шпирях — больший, там он достигает 1—2 м.

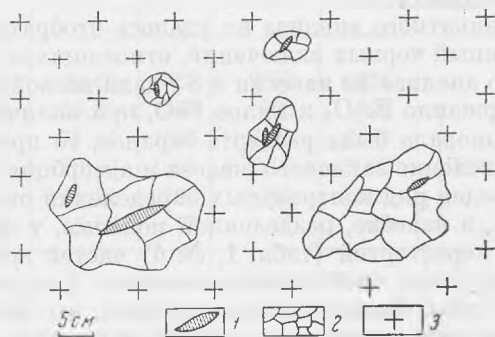


Рис. 3. Положение фаялита (1) в кварц-полевошпатовых шпирях (2), находящихся в аплитовидном граните (3)

Очертания поперечных срезов кварца шестиугольные, т. е. отвечают его кристаллографической огранке. Контакт шпиров с вмещающими аплитовидными гранитами резкий. Крупные, хорошо образованные кристаллы кварца и микроклина начинаются почти непосредственно из контакта с аплитовидным гранитом, местами отделяясь от него узкой прерывистой зоной (до 1 см) средне- или крупнозернистого гранита.

Фаялит короткостолбчатый, во всех сечениях с линзовидными очертаниями, находится совместно с кварцем и микроклином. Как правило, чем больше размер шпиря, и соответственно — кварца и микроклина, тем больше величина кристаллов фаялита, которая изменяется от 1—2 до 80 см (рис. 2, 3).

Помимо главных породообразующих минералов — кварца, микроклина и фаялита, — в шлирах установлены второстепенные: альбит, ортит, биотит (порядка 1—10 см), ильменит, магнетит, фергусонит, циртолит, торит (от 1 см и меньше).

Подобные выше описанным крупнозернистые тела кварц-полевошпатового состава в литературе обычно называются пегматитами (Смольянинов, 1936; Никитин, 1936; Palache, 1950; устные сообщения Шипулина Ф. К. и Устиева Е. К.).

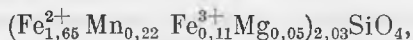
#### Мп-ФАЯЛИТ

Мп-фаялит не имеет четко выраженных граней, ребра совсем притуплены, кристаллы как бы обсосаны; они кривогранны. Облик их короткопризматический, уплощенный в поперечном направлении и несколько напоминает облик кристаллов фаялита, зарисовки которых даны ранее (Palache, 1950; Iddings, 1885). Контуры минерала в поперечных и в продольных срезах веретеновидные; головки не выражены. Спайность совершенная в одном направлении — поперек удлинения кристаллов, а в других направлениях незаметна. В зернах минерал темно-бурый, блеск жирный, в порошке зеленовато-буроватый, излом неровный. Мп-фаялит обнаруживает среднюю электромагнитность. Удельный вес 4,30 (найден методом гидростатического взвешивания). В шлифах светло-зеленый, прозрачный, не плеохроирует, с резкой шагреневой поверхностью,  $n_g = 1,851 \pm 0,005$ ;  $n_p = 1,813 \pm 0,003$  (определено в тяжелых фосфорных жидкостях);  $(-)$   $2V = 48^\circ$  (определено на столике Федорова). Хорошо видны располагающиеся под углами в  $90^\circ$ : (100), (010) и (001) трещины спайности. Они названы по найденным осям индикатрисы и известной для оливинов кристаллографической ориентировки:  $Nm = b = 010$ ,  $Ng = c = 100$ ,  $Np = a = 001$ ,  $cNg = 0^\circ$ ,  $bNm = 0^\circ$ ,  $aNp = 0^\circ$ .

Для полного силикатного анализа не удалось отобрать совершенно чистый фаялит, лишенный черных включений, относящихся к феррифаялиту. Результаты полного анализа из навески в 3 г дали несвойственное фаялиту очень высокое содержание  $Fe_2O_3$  и малое  $FeO$ , при наличии  $H_2O^+$  и  $H_2O^-$ . Так как навеска минерала была растерта заранее, то предполагалось, что могло произойти окисление закисного железа и адсорбция влаги. Из малых навесок был произведен ряд контрольных определений окиси и закиси железа (табл. 1). Так, в навеске, разделенной пополам, у задолго растертой (табл. 1, № 5) и у нерастертой (табл. 1, № 4) частей количества  $Fe_2O_3$  и  $FeO$  находятся в пределах ошибок микроанализа; у нерастертой навески (табл. 1, № 3) нет воды. Таким образом, найдено, что фаялит в условиях опыта в порошке не окисляется, и не насыщается водой. Из нескольких навесок, по возможности более чистого минерала, получены цифры  $Fe_2O_3$  и  $FeO$ , соответствующие фаялиту (табл. 1, № 1—6), причем у самого чистого фаялита (навеска № 6) содержание  $Fe_2O_3$  совпадает с синтетическим фаялитом, у которого оно около 2% (Bowen, Schairer, 1935).

Приведенные данные частных определений (табл. 1) позволили в полном анализе фаялита заменить значения  $Fe_2O_3$  и  $FeO$  на найденные для навески № 2 и исключить воду<sup>1</sup>, так как она не обнаружена для навески № 3.

В результате пересчета химического анализа (табл. 2) получена следующая формула минерала:



<sup>1</sup> Хотя по Белову (1959) присутствие до 1% воды в форстерите объясняется вхождением на место  $SiO_2$  равновеликого и разнозарядного  $(OH)_4$ , согласно формуле  $Mg_2(SiO)_{1-x}(OH)_x$ .

Таблица 1

## Результаты определения железа и воды в фаялите (вес. %)

Окислы	1	2	3	4	5	6
FeO	56,60	57,17	58,05	56,42	57,59	59,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,56	4,41	Не опр.	3,04	3,10	2,06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Не опр.	Не опр.	0,00	Не опр.	Не опр.	Не опр.
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Не опр.	Не опр.	0,00	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Вес навески в мг	500	500	500	50	50	50

Аналитики

А. Т. Садикова

Л. С. Абрамова,  
Р. Л. Тимофеева

1, 2, 3 — частные определения из нерастертого материала. 4, 5, 6 — частные определения из двух проб, разделенных пополам. 4 — растертая часть, пролежавшая в открытом виде 10 дней\*. 5 — нерастертая часть той же пробы. 6 — нерастертая часть другой пробы, вторая часть которой отожжена при 700° и отвечает измененному Mn-фаялиту (см. табл. 6).

\* При хранении при комнатной температуре растертая навеска почти не изменила светло-зеленую окраску, свойственную свежему порошку Mn-фаялита, т. е. последний не окислился; порошок, нагретый до 700°, стал темно-бурым, так как минерал окислился.

Таблица 2

Расчет анализа Mn-фаялита  
(Аналитик А. Т. Садикова)

Окислы	Вес. %	Молек. вес	Молек. колич.	Атомное колич. анионов	Атомное колич. катионов	Сумма катионов в октаэдрах	Число атомов катионов	Сумма валентностей катионов
SiO <sub>2</sub>	28,98	60,06	4825	9650	4825	9882	1,00	4,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,41	159,68	276	828	552		0,11	0,33
FeO	57,17	71,84	7958	7958	7958		1,65	3,30
MnO	7,77	70,93	1095	1095	1095		0,22	0,44
MgO	1,05	40,32	260	260	260		0,05	0,10
CaO	0,10	56,08	17	17	17		0,00	—
Сумма	99,48			19808			3,03	8,17

## Сравнение основ:

1) Si : 1 = 4825; 2) (Fe<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Mn, Mg, Ca) : 2 = 9882 : 2 = 4941; 3) O : 4 = 19808 : 4 = 4952; 4) сумма всех катионов 4825 + 9882 = 14707 : 3 = 4902.

## Примечания:

1. При делении на основу 4825 получается сумма катионов = 3,03; при делении на основы 4902, 4941 и 4952 сумма катионов соответственно равна 2,98, 2,95 и 2,95; принята основа 4825, при которой сумма катионов = 3,03. 2. Спектрально (А. С. Дудыкина) и рентгенохимически (Г. С. Муравецкая) определены также Al, Sn, Cu, Ti.

в которой сумма катионов превышает сумму кислорода на 0,17, что относится за счет окисления железа.

Поскольку в изученном оливине установлен MnO (в общем ходе анализа = 7,77 и из отдельной навески 7,80), то он может быть отнесен к ряду марганцовистых оливинов (Henriques, 1957). По вычисленному из формулы минерала отношению Fe<sup>2+</sup> : Mn = 88,2 : 11,8 оливин является марган-

цовистым фаялитом. По диаграмме «состав — свойства» фаялита-тефрита, приведенной у Винчеллов (1953), величина  $2V$  и удельный вес у исследованного минерала, примерно, соответствуют определенному из анализа отношению в нем  $Fe^{2+} : Mn$ . Значения  $Ng$  и  $Np$  ложатся на кривые показателей преломления с соотношением  $Fe^{2+} : Mn = 70 : 30$ , т. е. по ним минерал определяется как железистый кнебелит, что не согласуется с данными химического анализа. По химическому составу и оптическим свойствам изученный  $Mn$ -фаялит близок  $Mn$ -фаялиту Норвегии (табл. 3).

Химический состав фаялитов (в %)

Таблица 3

Окислы	1 <sup>V</sup>	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	28,98	27,77	26,94	28,24	30,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Нет	Не опр.	0,19	0,92	0,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,41	Нет	5,18	0,87	0,20
FeO	57,17	60,59	52,04	60,65	66,24
MnO	7,77	8,66	12,55	5,75	1,68
MgO	1,05	2,67	0,37	2,32	0,42
CaO	0,10	0,20	0,47	0,29	0,34
H <sub>2</sub> O	Нет	Не опр.	0,05	—	—
Сумма . . .	99,48	99,89	97,79	99,04	100,26*
Уд. вес	4,3	—	—	4,25	4,16
(—) $2V$	48°	60°	48°	—50°	49°
Ng	1,850	—	1,882	1,853	1,887
Np	1,813	—	1,835	1,802	1,833

1 —  $Mn$ -фаялит крупнозернистых шпиров чаркасарских гранитных пород. 2 —  $Mn$ -фаялит крупнозернистых шпиров гранитных пород бассейна р. Сандагоу в Приморье (устное сообщение Ф. К. Шипулина). 3 — кнебелит крупнозернистых кварц-полевошпатовых участков в гранитоидах Гиссарского хребта (Смолянинов, 1936). 4 —  $Mn$ -фаялит железо-марганцевых скарнов Норвегии (Henrigues, 1957). 5 — фаялит крупнозернистых шпиров гранитных пород из хребта Негаях на Колыме (устное сообщение Е. К. Устиева).

\* В сумму входит также  $TiO_2 = 0,40$ .

Межплоскостные расстояния  $Mn$ -фаялита  
( $Fe$ -излучение;  $D = 57,3$ ;  $d = 0,4$  мм)

Таблица 4

$d/n$	$I$	$d/n$	$I$	$d/n$	$I$	$d/n$	$I$
5,21	1	2,41	4	1,607	1	1,208	4
4,33	2	2,30	5	1,588	1	1,179	4
3,97	3	2,19	4	1,537	2	1,154	3
3,75	1	2,07	3	1,520	7	1,139	2
3,52	8	1,952	4	1,459	2	1,118	2
3,11	1	1,928	1	1,434	3	1,096	7
3,03	2	1,835	3	1,418	1	1,081	2
2,83	9	1,775	10	1,410	3	1,063	6
2,76	1	1,703	2	1,370	4	1,043	5
2,63	4	1,682	3	1,344	5	1,030	2
2,56	5	1,647	3	1,283	4	1,017	2
2,49	9	1,626	2	1,251	2	1,006	1
						0,9905	1

Порошкограмма Mn-фаялита (табл. 4) идентична порошкограмме эталонного фаялита из справочника Михеева (1957). Присутствие Mn здесь почти не отразилось на расположении и интенсивности линий. Дифракционная картина Mn-фаялита, прокаленного до 200 и 400°, осталась неизменной и здесь не приводится. Порошок минерала, прокаленного при указанных температурах, сохраняет свойства не нагретого минерала под бинокляром и под микроскопом.

#### СТАДИИ ИЗМЕНЕНИЯ Mn-ФАЯЛИТА

Под микроскопом и в штуфах обнаружены четыре последовательные стадии изменения фаялита, представленные следующими минералами (в порядке возникновения): 1) магнетит + кварц; 2) магнетит + жедрит; 3) феррифаялит; 4) гематит + кварц\*. Первая из этих стадий проявлена незначительно, вторая больше, а третья настолько широка, что от первоначального Mn-фаялита большей частью остались одни реликты; четвертая стадия проявлена локально. Магнетит, кварц, жедрит приурочены к определенным направлениям в кристаллах оливина.

#### Магнетит и кварц

Начальной стадии замещения Mn-фаялита свойственно совместное нахождение кварца и магнетита в виде округлых зональных выделений. Магнетит, занимающий центральные их части, изометричный, без отчетливых кристаллографических очертаний (рис. 4). Кварц в удлиненных или уплощенных зернах в виде каймы шириной 0,01 мм отделяет магнетит.

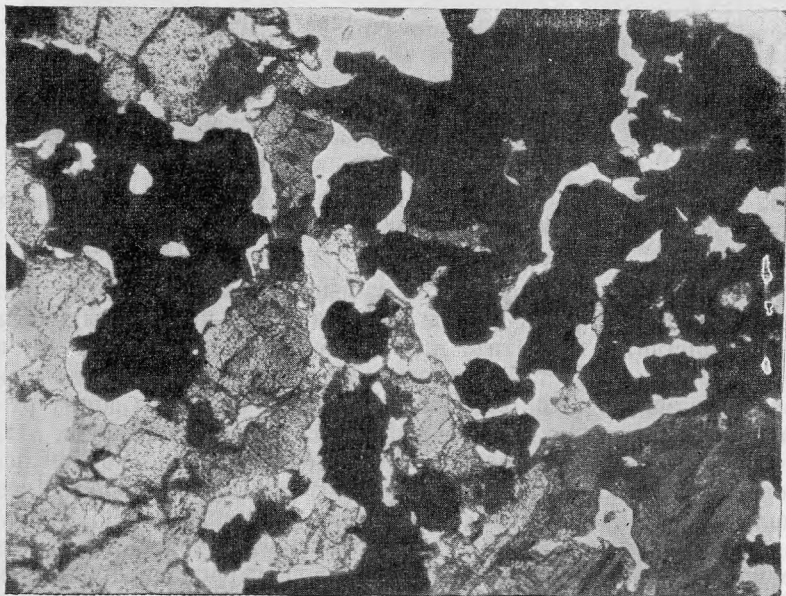


Рис. 4. Скопление зерен магнетита, окруженных кварцем в фаялите.  
Ув. 30, при одном николе

\* Образцы феррифаялита, фаялита и феррифаялита с жедритом переданы в Минералогический музей АН СССР.

от фаялита. В скрещенных николях наблюдается различная оптическая ориентировка зерен кварца, гаснущих неодновременно. Определено, что  $N$  кварца  $>$   $N$  бальзама.

### Магнетит и жедрит

Следующая стадия изменения Mn-фаялита представлена ассоциацией магнетита и жедрита, которая также обнаруживает зональное строение: в центре магнетит, с краев жедрит. Кристаллы жедрита иногда срезают каймы кварца на зернах магнетита. На этом основании ассоциация жедрита и магнетита считается более поздней, чем кварца и магнетита.



Рис. 5. Игольчатые кристаллы жедрита (светлое) в фаялите (темно-серое) около кристалла магнетита (черное). Ув. 30, при одном никеле

Жедрит встречается в двух формах выделения: тонковолокнистой и игольчатой. Жедрит первой формы обволакивает кристаллы магнетита, второй — прилегает к магнетиту и рассекает фаялит (рис. 5). В зернах жедрит светло-бурый (светло-коричневый) удлиненно-призматической формы, на изломе занозистый, блеск шелковистый. Размер в длину от 0,1 до 5 мм; отношение длины к ширине = 10—15:1, а в волокнистых разновидностях это отношение еще больше. В поперечных разрезах наблюдается характерное ромбовидное сечение: кроме праней призмы, другие грани не наблюдались. Под микроскопом отмечается плеохроизм:  $N_g$  — чуть буровато-серовато-зеленоватый,  $N_r$  — до бесцветного, а также шолисинтетические двойники вдоль длинной оси минерала. Иммерсионным методом найдены  $N_g = 1,719$ ,  $N_r = 1,689$ . Эти константы выше указанных Трёгером (1958) для чисто железистого жедрита, и они являются промежуточными между константами жедритов, описанных под другими названиями (Seitagi, 1956; Seki, Yamasaki, 1957). Высокая железистость нашего жедрита подтверждена спектральным анализом, который дал много Fe — п, мало Mg — 0,п, при Mn — п и Si — п. Из элементов-примесей установлены Zn, Ca, Al — 0,0п, Ti, Pb, Ba — 0,00п, Cu, Mo, Be — 0,000п.

Таблица 5

Межплоскостные расстояния жедрита  
(Fe-излучение;  $D = 57,3$ ;  $d = 0,4$  мм)

1		2		3		1		2		3	
d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I
—	—	9,25	3	—	—	1,610	5	1,607	4	1,598	2
—	—	8,54	4	—	—	1,599	2	—	—	—	—
7,935	10	8,29	10	8,28	8	1,574	4	1,564	2	1,559	4
6,95	4	—	—	—	—	1,543	4	1,530	8	1,552	1
4,85	1	—	—	—	—	1,517	10	1,517	—	1,519	5
4,40	4	4,65	3	4,53	1	1,486	5	—	—	—	—
3,997	2	4,17	3	4,14	1	1,471	1	1,477	2	1,461	1
3,811	2	3,74	2	3,86	2	1,440	2	1,445	1	1,433	1
3,62	6	—	—	3,59	1	1,420	5	1,410	1	1,406	7
3,51	3	3,47	1	3,44	3	1,415	8	—	—	—	—
3,31	7	3,29	4	3,27	4	1,372	1	1,392	1	1,383	2
3,18	8	3,10	9	3,06	3	1,360	1	—	—	—	—
3,001	10	—	—	3,04	3	1,349	1	—	—	—	—
2,841	2	2,869	1	2,98	1	1,331	6	—	—	1,332	3
2,814	6	2,761	3	2,76	8	—	—	1,316	1	1,302	1
2,723	5	—	—	—	—	1,283	5	1,281	1	1,298	6
2,65	6	—	—	2,62	3	1,270	5	—	—	1,278	3
2,56	8	2,570	} 9	—	—	1,227	2	—	—	1,256	1
2,53	7	2,495		2,51	5	1,198	1	—	—	1,229	2
2,485	6	—	—	—	—	1,182	1	—	—	1,185	4
2,43	1	2,415	3	2,41	1	1,164	1	—	—	1,168	2
2,33	1	2,329	4	2,30	4	1,153	6	—	—	—	—
2,30	3	—	—	—	—	1,117	1	1,128	1	—	—
2,28	1	—	—	—	—	1,098	2	—	—	—	—
2,21	1	2,222	4	2,28	1	1,085	1	—	—	—	—
2,14	5	2,206	4	2,19	6	1,074	2	—	—	—	—
2,12	6	2,108	2	2,10	2	1,061	1	—	—	—	—
2,06	2	2,020	3	2,04	2	1,049	1	—	—	—	—
1,982	8	—	—	1,956	2	1,042	4	1,044	2	1,039	3
1,872	2	1,867	2	1,876	1	1,029	7	—	—	—	—
1,840	5	—	—	—	—	1,017	3	—	—	—	—
1,820	5	—	—	—	—	1,010	2	—	—	—	—
1,775	2	1,771	3	—	—	1,006	4	—	—	—	—
1,729	3	—	—	—	—	1,004	2	—	—	—	—
1,699	1	1,712	2	1,693	1	1,001	5	—	—	—	—
1,665	3	1,665	1	1,660	5	0,9912	1	—	—	—	—
—	—	1,645	3	1,632	3	0,9835	3	—	—	—	—

1 — Жедрит из Жедрис (Франция); образец из коллекции Минералогического музея № 49625. 2 — жедрит из Кураминского хребта. 3 — куммингтонит по Джахан-сону (Гинзбург, Сидоренко, Рогачев, 1961) приведен для сравнения.

Порошковая диаграмма минерала тоже показала принадлежность его к структурному типу жедрита, хотя образец и дает недостаточно четкую дифракционную картину: уже на средних углах отражения рефлексы ослаблены и несколько расширены. Это явление может быть обусловлено некоторым несовершенством кристаллической структуры (нарушения, напряжения)



и в свою очередь затрудняет расшифровку данной структуры. Сопоставление дифракционной картины в целом с известными структурными типами амфиболов (Гинзбург, Сидоренко, Рогачев, 1961) и значений соответствующих им межплоскостных расстояний позволяет считать образец более близким к структурному типу жедрита, чем к структурному типу куммингтонита — прюперита (табл. 5). Для приведенных в данной таблице амфиболов из других мест в литературе имеются химические анализы и оптические константы.

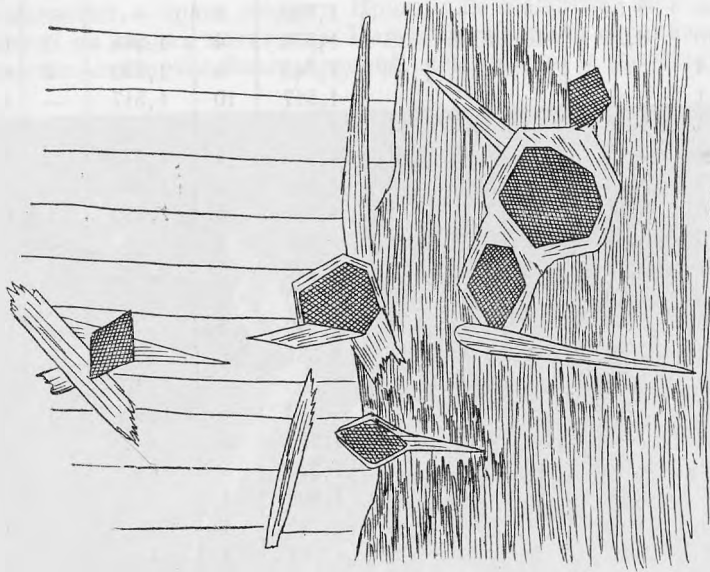


Рис. 6. Избранное замещение фаялита (светлое) феррифаялитом (темное), без нарушения распределения магнетита и жедрита. Ув. 30, при одном никеле

Исследованный нами жедрит обладает косым угасанием —  $cNg$  до  $10^\circ$ . Это явление неоднократно отмечалось в литературе, и Лодочниковым (1947) такие ромбические амфиболы считались псевдоромбическими, а некоторыми петрографами — моноклинными. Впервые выполненное нами рентгеновское изучение показало принадлежность его к ромбической сингонии. Косоугасающий ( $cNg = 10-12^\circ$ ) антофиллит Кольского полуострова тоже дал порошкограмму ромбического минерала.

Обычно амфибол, развитый совместно с магнетитом по фаялиту, диагностировался как грюнерит только по оптическим свойствам. Теперь есть основание предполагать, что в некоторых, ранее изученных примерах он тоже является жедритом.

Магнетит, под микроскопом, в отличие от магнетита, ассоциирующего с кварцем, имеет четкие многоугольные (4—8-угольные) очертания (рис. 6). В протолочке кристаллы магнетита октаэдрические с ровными блестящими гранями. Размер кристаллов 0,01—0,5 мм. Магнетит в полированных шлифах совершенно лишен проявлений распада и не обнаруживает ростков ильменита при самых больших увеличениях микроскопа. Спектральный анализ магнетита показал незначительное содержание в нем  $Ti = 0,0n$ . Из других элементов, помимо  $Fe - n$ ,  $Mn - 0,0n$ , отмечены  $Mo$ ,  $Cu - 0,00n$  и  $Be - 0,000n$  (аналитик А. С. Дудыкина).

В отличие от описанного магнетита из фаялита, магнетит самих гранитных шлифов характеризуется большими размерами (0,3—1,5 мм), па-

личие вициналей на гранях и составом Fe — n, Ti — n, Mn — 0, n, Sn — 0, 0n, Mo, Cu, Cr — 0,00n, Be — 0,000n. Судя по повышенному количеству Ti, возможно присутствие в этом магнетите ростков ильменита.

### Феррифаялит

К третьей стадии преобразования Mn-фаялита относится минерал, похожий на таласскит (В. Д. Никитин, 1936). В нем в два-три раза больше  $Fe_2O_3$ , чем в таласските, и он мог быть назван ферриталасскитом.

Но такое название неудобно, так как оно не отражает принадлежность минерала к фаялиту. По аналогии с терминами «ферриавгит», «ферригастингсит» и другими, фаялиту, богатому окисным железом, нами дано наименование «феррифаялит». Между тем, феррифаялит не мономинерал, но и не смесь явных минералов, поэтому он называется минералом условно.

Развиваясь по оливиону, он не оказывает воздействия на жедрит, магнетит и кварц, картина расположения которых сохраняется такой же, как в исходном Mn-фаялите (рис. 6). Это указывает на более позднее образование феррифаялита по отношению к жедриту, магнетиту и кварцу. Под микроскопом превращение Mn-фаялита в феррифаялит прослеживается полностью. Замещение начинается обычно по трещинкам спайности и другим трещинам, постепенно захватывая все большие и большие площади (рис. 7) и, наконец, распространяясь на весь кристалл. Этот процесс особенно нагляден ввиду разной окраски обеих разновидностей оливинов. Форма кристаллов феррифаялита точно повторяет форму кристаллов Mn-фаялита, на месте которого он возник, но спайность оказывается иной. Наряду с совершенной спайностью, совпадающей с (001) исходного Mn-фаялита, у феррифаялита наблюдаются две системы совершенной спайности (или трещин отдельности?), располагающейся под углом  $60^\circ$  друг к другу, а по отношению к спайности (001) под углом, близким к прямому (углы определены прикладным гониометром).

Минерал раскалывается по трещинам спайности, образуя ступенчатые формы скола (рис. 8). При ударе от кристалла отделяются ограниченные плоскостями спайности параллелепипедальные кусочки. Лишь изредка удается наблюдать неправильный излом. В зернах минерал темно-серый до черного с металловидным блеском. Минерал непрозрачный и только в тонких сколах едва просвечивает буроватым цветом. Черта бурая. Минерал не люминесцирует в катодных и ультрафиолетовых лучах и не светится в инфракрасном свете. В отличие от фаялита, феррифаялит не растворяется в холодных HCl и  $H_2SO_4$ ; едва растворяется в холодной HF. Полное растворение достигается в смеси  $H_2SO_4$  и HF.

Твердость минерала определялась в полированном шлифе С. И. Лебедевой методом микровдавливания четырехгранной алмазной пирамиды на приборе ПМТ-3 при нагрузке 100 г. В разных участках кристалла обнаружена различная микротвердость, которая колеблется в пределах от 572 до  $744 \text{ кг/мм}^2$ , что в графическом переводе на шкалу Мооса соответственно равно 5,1—5,8. Эти колебания, по всей вероятности, отражают колебания в химическом составе минерала. Кроме того, в нем обнаруживается слабая анизотропия твердости I рода (Лебедева, 1961) с коэффициентом анизотропии  $K_H = 0,05$ .

Феррифаялит характеризуется такой же (средней) электромагнитностью, как Mn-фаялит, и не отделяется от него при электромагнитной сепарации. Точной константой его магнитности является средняя магнитная восприимчивость, равная  $57,7 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$  (определена А. П. Щербаковым для порошка минерала, приготовленного на химический анализ — табл. 6, № 3). Как и Mn-фаялит, феррифаялит — парамагнитный материал (определение В. М. Винокурова).

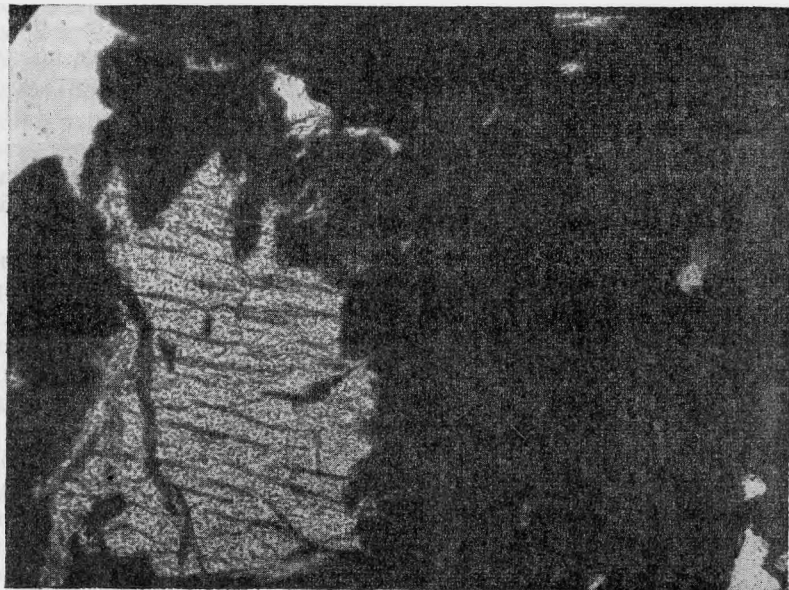


Рис. 7. Реликт фаялита в феррифаялите; виден резкий контакт между ними. Ув. 30, при одном никеле

Удельный вес  $3,90^1$  установлен методом гидростатического взвешивания из навески 967 мг.

Под микроскопом в шлифах обычной толщины феррифаялит при одном никеле непрозрачный — черный, только в очень тонких срезах и мелких выделениях начальной степени замещения он просвечивает темно-бурым цветом. При двух николях никаких оптических явлений не наблюдается. Даже в специально приготовленных очень тонких шлифах не обнаружено признаков плеохроизма и двупреломления. Оптические константы с Ng, 2V определить не удалось. В полированных шлифах феррифаялит характеризуется меньшей отражательной способностью, чем магнетит. Цвет его темно-серый, блеск слабый. Минерал то слабо анизотропен, то близкий к изотропному. В тяжелых иммерсионных жидкостях у феррифаялита в разных препаратах определены  $N = 1,957; 1,928$  и  $1,926$ , что может указывать на неоднородность минерала.

Химический состав, как и оптические константы феррифаялита непостоянны. Два химических анализа минерала, выполненные одним химиком в разное время, дали отличные результаты, особенно в содержании FeO и  $Fe_2O_3$  (табл. 6), что связано с неоднородным составом феррифаялита. Спектральным анализом в феррифаялите установлены также Zn — 0,0п, Mo, Cu — 0,000п (А. Ф. Новикова), а рентгенохимическим анализом (Л. А. Воронова) больше никаких элементов не открыто<sup>2</sup>.

В изученном Иддингсом (Iddings, 1885) оливине, богатом  $Fe_2O_3$ , под микроскопом наблюдались окислы железа и зерна кварца. При рассмотре-

<sup>1</sup> Пониженный удельный вес, видимо, связан с явлениями фазового распада, сопровождаемого расшатыванием и расширением элементарной ячейки.

<sup>2</sup> В феррифаялите (табл. 6, № 6), изученном И. Е. Сморгочевым, меньше MnO, найдено 0,35 вес. % ZnO, больше CuO — 0,00п, нет Mo, но есть Sc — 0,00п и Pb — 0,00п, что указывает на неодинаковый состав примесей в шлифах различных фаз разновозрастных гранитных массивов.

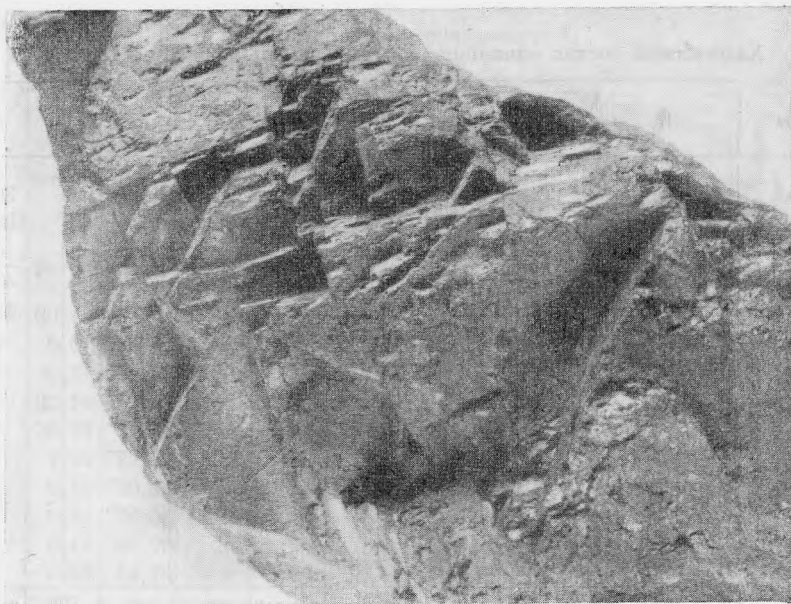
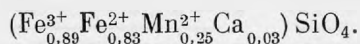


Рис. 8. Ступенчатые формы скола феррифаялита; видна спайность под углом  $90^\circ$  и отдельность(?) под углом  $60^\circ$  (ув. 1 : 1,5)

нии состава минерала из результатов химического анализа (табл. 6) им были отброшены все окисное железо и свободный кварц, выделенный из минерала горячей соляной кислотой.

В таласските под микроскопом не наблюдалось включений окислов железа и кварца. При расчете формулы минерала учитывались цифры анализа (табл. 6); в результате за счет  $Fe^{3+}$  получилась некомпенсация валентностей, на что Никитин (1936) не обратил должного внимания, дав следующую формулу минерала:  $(Fe, Mg)_5Fe^{3+}[SiO_4]_3$ .

Исследуемый феррифаялит физическими способами был освобожден от включений магнетита и жедрита, но незначительная примесь кварца (табл. 6—3, 4) и полевых шпатов (табл. 6—3) осталась. Исходя из этого и был произведен пересчет анализа феррифаялита (табл. 7) на формулу:



Особенность полученной формулы состоит в том, что сумма валентностей кислорода = 8, а катионов = 8,89, т. е. имеется большой избыток электроположительных валентностей, обязанный  $Fe^{3+}$ . У другого изученного нами феррифаялита (табл. 6) обнаруживается еще больший избыток суммы валентности катионов над суммой валентностей кислорода = 1,31.

В пироксенах при подсчете суммы валентностей тоже отмечается меньшая (Купо, 1955) или большая (Свешникова, Шабынин, 1961) некомпенсация валентностей катионов в счет  $Fe^{3+}$ , что указанными и другими авторами не обсуждается. В амфиболах и биотитах она обычно снимается замещением OH на O.

В рассматриваемых оливинах некомпенсация валентностей достигает гораздо большего значения, чем в пироксенах, что требует своего объяснения.

Если небольшая некомпенсация валентности может быть отнесена за счет загрязнения материала или неточности анализа и его расчета, то

Таблица 6

## Химический состав оливинов, богатых окисным железом (вес. %)

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	25,61	29,87	30,48	29,02	—	30,18
TiO <sub>2</sub>	—	0,08	0,07	0,06	—	Следы
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Следы	—	0,37	—	—	0,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,92	12,07	32,19	47,18	27,00	45,74
FeO	51,75	54,88	26,77	12,53	34,56	15,14
MgO	1,66	2,54	0,10	0,70	—	0,28
MnO	—	0,02	7,96	7,55	—	5,49
CaO	Нет	0,20	0,82	0,77	—	0,40
Na <sub>2</sub> O	—	0,71	0,14	—	—	—
K <sub>2</sub> O	—	0,08	0,08	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	} Нет	—	Нет	0,46	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>		—	0,80	2,07	—	1,92
Свободный SiO <sub>2</sub>	7,02	—	—	—	—	—
Сумма	100,96	100,45	99,78	100,34	—	100,24 *
В зернах (и шлифах)	Прозрачный	Полупрозрачный	Не прозрачные		Не прозрачные	
Ng	Большой	1,907	—	—	—	—
Np	Большой	1,870	—	—	—	—
N	—	—	1,927	1,957	—	—

1 — фаялит с видимыми включениями гематита и кварца из литофиз кислых лав (Iddings, 1885).

2 — таласскит из кварц-полевошпатовых шпиров в гранитоидах (Никитин, 1936).

3, 4 — феррифаялит изученного района из крупнозернистых шпиров гранитов жильной фазы; аналитик А. Т. Садикова.

5 — феррифаялит, полученный путем прокаливании Mn-фаялита при 700° (часть пробы, результаты анализа другой ее части даны в табл. 1, аналитик Р. Л. Тимофеева).

6 — феррифаялит из крупнозернистых шпиров главной фазы Аштского гранитного массива; Кураминский хребет (устное сообщение И. Е. Сморгочкова, аналитик Е. И. Ломейко).

\* В сумму входит также ZnO = 0,35.

большая некомпенсация может указывать или на то, что для минерала принята неправильная формула, или на то, что анализировалась смесь. Исходя из этого, а также принимая во внимание, что феррифаялит в конечном итоге превращается в гематит и кварц, произведен повторный расчет анализа феррифаялита как смеси оливина, гематита и кварца (табл. 8).

По цифрам расчета следует, что при окислении Mn-фаялита с частичным распадом на гематит и кварц состав его меняется в сторону относительного обогащения Mn. У феррифаялита Fe<sup>2+</sup> : Mn = 77 : 23, против 88 : 12 у исходного минерала, т. е. в нем как составная часть присутствует уже железистый кнебелит. На долю последнего приходится 55%, а остальная часть представлена SiO<sub>2</sub> и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Аналогичным образом был рассчитан другой анализ феррифаялита, приведенный в табл. 6 за № 4. Если принять его за мономинеральное образование, то получим следующую формулу феррифаялита:



Таблица 7

Расчет анализа феррифаялита \*  
(Аналитик Садикова А. Т.)

Окис- лы	Вес. %	Молекул. вес	Молек. коллич.	Атомное коллич. катионов	Вычитание **			Остаток феррифаялита			Число атомов катионов	Сумма валентн. катионов
					полевых шпатов	кварца	воды	атомное ко- лич. катио- нов	сумма кати- онов в окта- эдре	атомное ко- лич. анио- нов		
SiO <sub>2</sub>	30,48	60,06	5075	5075	204	354		4517		9034	1,00	4,00
TiO <sub>2</sub>	0,07	79,90	8	8				8		16		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,37	101,94	36	72	68							
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,19	159,68	2016	4032				4032	9050	6048	0,89	2,67
FeO	26,77	71,84	3726	3726				3726		3726	0,83	1,66
MnO	7,96	70,93	1122	1122				1122		1122	0,25	0,50
MgO	0,10	40,32	24	24				24		24	0,00	
CaO	0,82	56,08	146	146				146		146	0,03	0,06
Na <sub>2</sub> O	0,14	61,99	26	52	52					20116	3,00	8,89
K <sub>2</sub> O	0,08	94,19	8	16	16							
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	нет	—	—	—								
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,80	18,02	444	888			888					
Сумма	99,78											

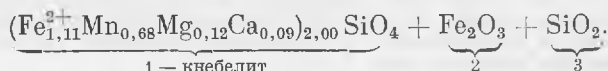
Сравнение основ: Si+Ti : 1 = 4517 + 8 = 4525 : 1 = 4525  
 (Fe<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Mn, Ca, Mg) : 2 = 9050 : 2 = 4525  
 O : 4 = 20116 : 4 = 5029

Взята основа 4525, так как при основе 5029 часть Si замещается Fe<sup>3+</sup>, что у оливинов не принято.

\* Минерал освобожден от жедрита, магнетита и кварца: мельчайшие включения кварца и полевых шпатов не отделены.

\*\* Объяснения цифрам см. в примечании к табл. 8.

По правилу Паулинга, в устойчивых кристаллах положительные и отрицательные валентности должны компенсироваться. У феррифаялита некомпенсация положительной валентности равна 1,31. Это значит, что он неустойчив и распался на фазы следующего состава:



Итак, для двух анализов феррифаялита фазовый состав (в %) представляется следующим:

	1	2	3
Анализ 4, табл. 6 . . . . .	46	36	18
Анал. 3, табл. 6, табл. 8 . . . . .	55	30	15

У различных образцов феррифаялита (табл. 6—3, 4, 5, 6) степень распада на фазы возрастает с окислением железа. У менее окисленных — бурого полупрозрачного таласскита (табл. 6—2) и фаялита (табл. 6—1) очевидны различные состояния сегрегации выделившихся фаз.

Наличие Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, не связанного с кристаллической структурой фаялита, установлено аналитически Р. С. Япиной. Свободная окись железа Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> была выделена из феррифаялита в количестве 13,35 вес. % гидросульфитным методом, применяемым для определения Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в почвах. Меньшее,

чем в силикатном анализе (табл. 8) количество найденного этим способом  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  связано как с неполным его растворением, так и с недостаточной степенью измельчения минерала.

Таблица 8

Расчет анализа феррифаялита  
(Аналитик Садикова А. Т.)

Оксиды	Вес. %	Молек. коллич.	Атомное коллич. катионов	Вычитание			Остаток кнебелита			Число атомов катионов	Фазовый состав феррифаялита, %
				$\text{Fe}_2\text{O}_3$	полевых шпатов	избыточн. кварца	атомн. коллич. катионов	сумма катионов в октаэдрах	атомное коллич. анионов		
$\text{SiO}_2$	30,48	5075	5075	2016	204	354	2501				Кнебелит — 53,1
$\text{TiO}_2$	0,07	8	8	—	—	—	8 <sup>5</sup>		1,00		
$\text{Al}_2\text{O}_3$	0,37	36	72	—	68 <sup>3</sup>	—	—				Гематит — 28 Кремнезем — 14
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	32,19	2016	4032	4032	—	—	—				
FeO	26,77	3726	3726	—	—	—	3726		1,48		Продукты распада
MnO	7,96	1122	1122	—	—	—	1122	5018	0,45		
MgO	0,10	24	24	—	—	—	24		0,01		Полевые шпаты — 2,4 Кварц — 2,5
CaO	0,82	146	146	—	—	—	146		0,06		
$\text{Na}_2\text{O}$	0,14	26	52	—	52	—	—				Включения
$\text{K}_2\text{O}$	0,08	8	16	—	16	—	—				
$\text{H}_2\text{O}^-$	нет	—	—	—	—	—	—				
$\text{H}_2\text{O}^+$	0,80	444	888	888	—	—	—				
Сумма	99,78										

Сравнение оснований:

$(\text{Si} + \text{Ti}) : 1 = 2509 : 1 = 2509$   
 $(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Ca}, \text{Mg}) : 2 = 5018 : 2 = 2509$   
 $\text{O} : 4 = 10036 : 4 = 2509$

Чистый оливин соответствует железистому кнебелиту<sup>6</sup> с меньшим содержанием  $\text{Fe}^{2+}$  по сравнению с Mn-фаялитом; формула:  $(\text{Fe}^{2+}_{1,48}, \text{Mn}_{0,45}, \text{Ca}_{0,06}, \text{Mg}_{0,01})_2 \text{SiO}_4$ .

1 — Бралось эквивалентное  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  количество  $\text{SiO}_2$ , согласно реакции  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + \text{O} \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2$ , т. е. на два иона железа приходится один ион Si. Принято, что «гематит» частично превращен в «лимонит» —  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , тем более, что искусственно полученный феррифаялит (из фаялита, прокаленного до  $600^\circ$ ) в инфракрасном спектре показал полосы воды  $\approx 3-4\%$ .

2 — Неправильно распределенные включения полевых шпатов кое-где наблюдались под микроскопом, отделить их при подготовке на анализ не удалось; в других анализах Mn-фаялита и феррифаялита не было этих включений, так как не найдены щелочи и глинозем (см. анализы табл. 2 и 6).

3 — Остается 4 иона  $\text{Al}^{3+}$  за счет допустимой неточности определения  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,02$  вес. % или за счет допустимой (+) погрешности расчета: при делении до третьего знака получим  $\text{Na} = 5$ ,  $\text{K} = 2$ ,  $\text{Al} = 7$  и остатка Al не будет.

4 — Избыточный кварц получен сравнением эквивалентных количеств  $(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Ca}, \text{Mg})_2$  и Si, при котором получен избыток  $\text{SiO}_2$ , который может быть отнесен за счет видимых в микроскоп включений кварца.

5 —  $\text{TiO}_2$  мог быть отнесен за счет включений рутила, но этот минерал не был нами обнаружен. Правильность определения  $\text{TiO}_2$  проверялась нами. Остается отнести его в кремнекислородные тетраэдры, как предлагает Соболев (1947).

6 — Согласно следующему расчету:

$$\text{Fe}^{2+} + \text{Mn} = 1,48 + 0,45 = 1,93; \quad \text{Mn} \cdot 100 : (\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}) = 4500 : 193 = 23\%.$$

$$\text{Fe}^{2+} = 77\%, \quad \text{Mn} = 23\%.$$

Свободная  $\text{SiO}_2$  определялась по методу Э. С. Залманзон. Однако ни кварца (аналитик В. В. Покровская), ни опала (аналитик А. В. Кухарчик) обнаружено не было. Вероятно,  $\text{SiO}_2$  находится в другой форме.

Результаты электролиза не исключают нахождения в феррифаялите простых соединений  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . При заданных условиях опыта, в кислой среде ( $\text{pH} = 3$ ) золь не связанного в силикате  $\text{SiO}_2$  идет к катоду, а у анода накапливается анион  $\text{SiO}_2^{-2}$  оливина;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  из силиката и окисла поступает в катодную камеру, а в анодную диффундирует часть свободного  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в форме золя;  $\text{MnO}$  идет только к катоду (четыре слива на установке Э. Д.— 2 по методу Е. В. Рожковой и М. В. Серебряковой, при силе тока 30 *ma* и напряжении 200 *v*, произвели О. В. Щербак и А. И. Прокопец; химические анализы — по 12 определений  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{MnO}$  — сделаны Т. А. Костеровой).

Электрографическое исследование, которое помогло бы диагностировать  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  минералогически, выполнить не удалось, так как не представилось возможным выделить его в чистом виде.

Естественные феррифаялиты (отвечающие анализам 3 и 4 табл. 6) по значениям межплоскостных расстояний и интенсивности линий (табл. 9)

Таблица 9

Межплоскостные расстояния феррифаялитов

(Fe-излучение,  $D = 57,3$ ;  $d = 0,4$  мм)

1		2		1		2		1		2	
<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>
—	—	5,68	1	2,18	2	2,19	4	—	—	1,445	4
—	—	5,07	1	2,04	1	2,05	1	1,410	4	1,415	5
—	—	4,33	3	1,946	1	—	—	1,367	2	1,360	5
3,81	5	3,81	4	—	—	1,934	2	—	—	1,305	2
3,49	9	3,49	8	—	—	1,825	3	—	—	1,257	2
—	—	3,08	2	1,761	10	1,771	6	1,203	1	1,209	3
3,05	1	2,94	2	—	—	1,750	9	1,153	1	1,153	2
2,80	10	2,79	8	1,686	1	1,686	5	—	—	1,140	2
—	—	2,70	3	1,645	1	1,641	2	1,094	1	1,095	3
2,53	10	2,495	10	—	—	1,599	3	1,043	1	—	—
2,42	6	2,425	5	—	—	1,533	2	—	—	1,039	2
—	—	2,345	1	1,483	2	1,477	7	—	—	1,016	1
2,26	4	2,24	5	1,451	1	—	—	—	—	0,9908	1

1 — природный феррифаялит (см. анализ 3 табл. 6).

2 — искусственный феррифаялит, полученный отжигом Mn-фаялита при 600°.

относятся к оливинам, но не вполне соответствуют их железистым расстояниям, в частности, фаялиту (см. табл. 4). Феррифаялит дает недостаточно четкую дифракционную картину с несколько диффузивными отражениями, что указывает на некоторые нарушения его кристаллической структуры, и вместе с тем, снижает точность определения параметров элементарной ячейки.

Как ожидалось, Mn-фаялит, прокаленный до 600° и до 800°, дал дифракционную картину, соответствующую природному феррифаялиту (табл. 9). Последний при прокаливании до 800 и 900°, подобно прокаленному до 1000° Mn-фаялиту, превращается в смесь гематита и кремнезема.

Для изученных Mn-фаялита и феррифаялита на основе порошкограмм вычислены параметры ячейки, равные соответственно для первого  $a_0$  — 4,83;  $b_0$  — 10,46;  $c_0$  — 5,94 *kX* и для второго:  $a_0$  — 4,71;  $b_0$  — 10,5;  $c_0$  — 6,10 *kX*. Судя по этим цифрам, элементарная ячейка Mn-фаялита при превращении его в феррифаялит изменяется неравномерно:  $a_0$  на (—) 0,12;



$b_0$  на (+) 0,04,  $c_0$  на (+) 0,16, т. е. искажается. Эти изменения параметров отражают как понижение железистости фаялита в результате обособления фазы  $Fe_2O_3$ , так и увеличение объема элементарной ячейки (что более вероятно) с  $299,5 \text{ kX}^3$  у Mn-фаялита до  $301,68 \text{ kX}^3$  у феррифаялита. Увеличение объема ячейки на  $2,17 \text{ kX}^3$  связано с ее расширением при выделении фазы  $Fe_2O_3$ , а не с окислением железа, так как  $riFe^{3+} < riFe^{2+}$ .

Принадлежность феррифаялита к минералам группы оливина подтверждена исследованием в лучах инфракрасного спектра, выполненного М. В. Ахмановой на приборе VR-10 фирмы Цейс в области  $400-4000 \text{ см}^{-1}$ . Спектры поглощения форстерита<sup>1</sup>, Mn-фаялита, Mn-фаялита, прокаленного при  $200$  и  $400^\circ$ , феррифаялита и феррифаялита, полученного прокаливанием Mn-фаялита при  $600^\circ$ , в целом оказались весьма близкими. В областях валентных и деформационных колебаний Si — O тетраэдров выявились большие отличия Mn-фаялита от форстерита, чем от феррифаялита (рис. 9, табл. 10).

Феррифаялит диагностируется как номинеральная фаза, но судя по характеру спектра, как бы разбавленная (особенно у полученного из Mn-фаялита при  $600^\circ$ ). Между тем, полос поглощения ни гематита (сравнено со спектром эталонного гематита), ни кремнезема (аморфного или кристаллического, обычно определяемого при содержании от 1—2%) не было зафиксировано. Фаялит имеет симметричный пик валентных колебаний, у форстерита и у феррифаялита он асимметричен по-разному. Пик деформационных колебаний симметричен у феррифаялита, несколько асимметричен у фаялита и совсем не симметричен у форстерита<sup>2</sup>.

Эти данные инфракрасной спектроскопии совпадают с результатами рентгеновского изучения оливинов, из которых известно, что структура фаялита более правильна, чем структура форстерита. Особенности структуры феррифаялита установлены впервые. Как и ожидалось, исходя из количественной стороны изоморфизма и величин ионных радиусов ( $Fe^{2+} > Mg > Fe^{3+}$ ), замена всего  $Fe^{2+}$  (фаялит) на Mg (форстерит) больше искажает Si — O тетраэдр, чем замена  $Fe^{2+}$  на  $Fe^{3+}$  (феррифаялит). Главным свойством фер-

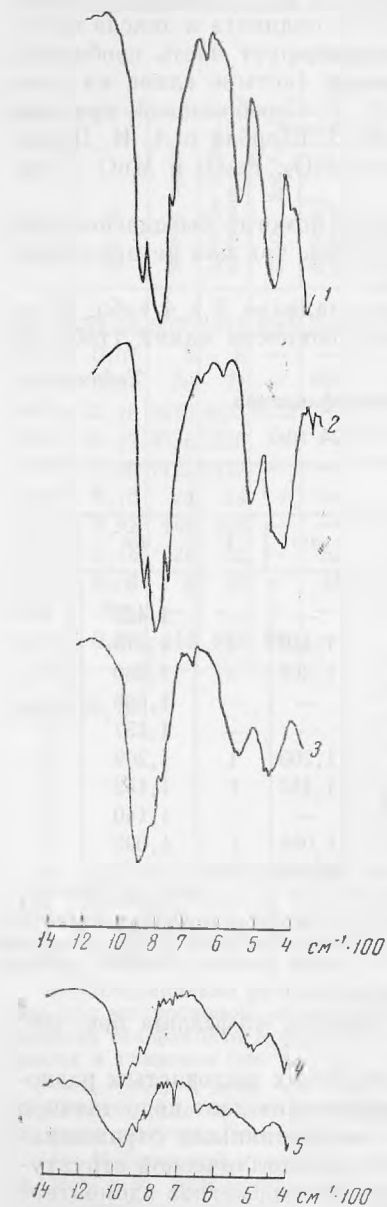


Рис. 9. Кривые инфракрасного спектра поглощения:

1 — форстерит; 2 — Mn-фаялит; 3, 4 — феррифаялит; 5 — Mn-фаялит, прокаленный до  $600^\circ$  и ставший феррифаялитом. Условия опыта; 1—3 толстый слой; 4—5 тонкий слой

<sup>1</sup> Чистый форстерит с Куги-ляль (Памир) предоставил Ю. Л. Орловым.

<sup>2</sup> Повышение валентности железа не приводит (как сообщает Поваренных, 1956) к метамиктному распаду (Ахманова, Леонова, 1961 г.).

Таблица 10

Частота колебаний (в см<sup>-1</sup>) инфракрасного спектра оливинов

Колебания	Форстерит	Мп-фаялит			Феррифаялит					
		Естественный	Прокаленный **		Естественный	Полученный из Мп-фаялита при 600°***				
			200°	400°						
Валентные	1030)	—	—	—	—	1050 пл				
	990)									
	—									
	890						950	950	950	970
	850						880	890	880	870
Деформационные	—	830	840	840	—	830				
	615	—	—	—	—	—				
	—	—	—	—	580	—				
	—	565	565	565	—	565				
	510	—	510 пл	510 пл	500	—				
	—	475	475	475	—	470				
	427 пл*	—	—	—	—	—				
425	—	—	—	—	—					

Подчеркнуты наиболее интенсивные полосы поглощения.

\* пл — плечо на кривой.

\*\* На рис. 10 не помещены в целях его разгрузки.

\*\*\* В искусственном феррифаялите установлена сложная полоса H<sub>2</sub>O, по которой определено ее содержание 3—4 вес. %.

рифаялита является сохранение структуры оливина. По расчету анализа (табл. 8) в нем около 50% структуры находится в состоянии, близком к распаду, или частично распавшейся, но с SiO<sub>2</sub> и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, не обособившихся еще в виде аморфных или кристаллических частиц таких размеров, которые улавливались бы данным способом исследований.

У некоторых оптически монокристаллических пироксенов с помощью лауэграмм установлен распад на фазы: авгит + гиперстен; авгит + пизонит; клино- и ортопироксен + гематит или магнетит, или амфибол (Bown, Gay, 1959). Между тем на лауэграммах наших оливинов никаких интерференций поликристаллической фазы не обнаружено. Лауэграммы, снятые с тонкой (0,3—0,5 мм) пластинки шлифа, совместно находящихся Мп-фаялита и феррифаялита, в целом оказались сходными (рис. 10). На лауэграмме Мп-фаялита каждое отражение разделено на ряд точечных рефлексов, что свидетельствует о крупноблочном строении его кристаллов. На лауэграмме феррифаялита отражения диффузивные, что указывает на нарушение его структуры: искажение отражающих плоскостей, присутствие субмикроскопических инородных включений, микроблочность кристаллов. Нарушенность кристаллической структуры феррифаялита может быть обусловлена нахождением частиц других веществ (SiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), дезинтегрирующих его.

Отсутствие на лауэграммах и дебаеграммах признаков многофазности феррифаялита позволяет заключить, что Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и SiO<sub>2</sub> настолько мелки (их размеры порядка размеров Si — O тетраэдров и Fe — O октаэдров или размеров нескольких ячеек SiO<sub>2</sub> и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), что не улавливаются этими способами исследования.

В электронном микроскопе поверхность свежего скола феррифаялита зернистая (рис. 11; снимки Н. Д. Самогоина), а у чистого оливина, как у реликтов фаялита в феррифаялите она ровная<sup>1</sup>. Округлые выпуклости на реплике и черные шарообразные частицы — псевдореплики (Гинзбург, Горшков, 1961) характеризуют строение поверхности феррифаялита. Четких признаков других фаз нет. Рисунок поверхности феррифаялита повторяет в миниатюре петельчатые и сетчатые узоры замещения форстерита

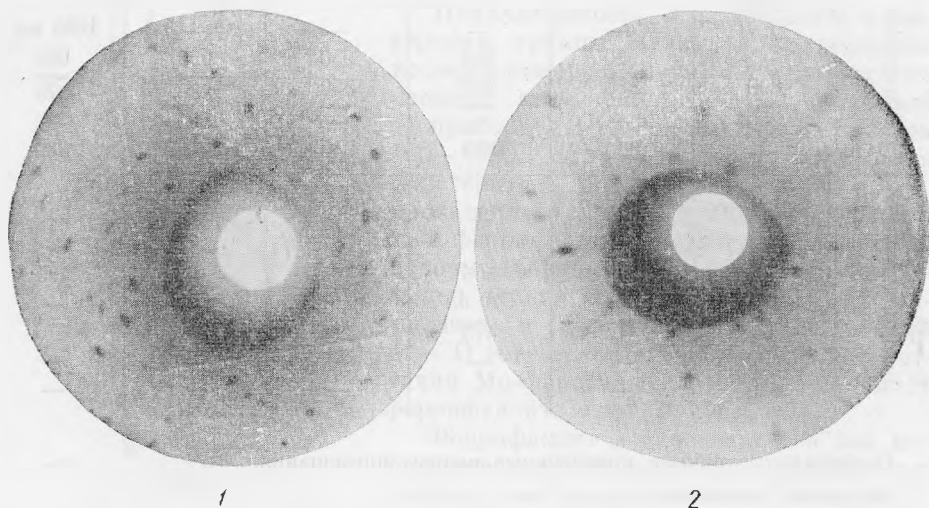


Рис. 10. Лауэграммы фаялита (1) и феррифаялита (2); луч ~ вдоль Ng фаялита (Cu-цефилтрованное излучение)

(оливина) серпентином и хризотилом, наблюдаемые в шлифах и в штуфах. По аналогии с ними, предполагается, что округлые зерна относятся к Mn-фаялиту, а пространство между ними — к агрегату  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (рис. 11). Размер зерен порядка 0,05—0,2  $\mu$ .

Именно с тончайшей зернистой дезинтеграцией исходного Mn-фаялита, по-видимому, связаны отмеченные выше специфические особенности феррифаялита, найденные в рентгеновских и инфракрасных лучах, а также полное поглощение им видимых лучей спектра.

Результаты всех проведенных опытов не дают однозначного ответа о минеральном составе фаз феррифаялита, так как из трех фаз:  $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn})_2\text{SiO}_4$ ,  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , две вторые непосредственно как минералы не выявлены: их физическое состояние точно не известно: они не кристаллические, не аморфные, явно не метамиктные, но и не типично коллоидные.

Вместе с тем феррифаялит нельзя считать мономинеральным образованием, так как большая некомпенсация валентностей невероятна кристаллохимически. На основе данных химических анализов принимается распад его на фазы:  $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn})_2\text{SiO}_4$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и признается недостаточная разрешающая способность ряда выполненных опытов для прямого определения физического состояния фаз с химическим составом  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Косвенными экспериментальными данными возможного трехфазового состава феррифаялита являются признаки нарушения его кристаллической структуры по сравнению с Mn-фаялитом. К ним относятся: непрозрачность.

<sup>1</sup> Кристалл крупного (в 5—6 мм) прозрачного оливина из трубки «Удачная» (Якутия) предоставлен Е. Д. Надеждиной.

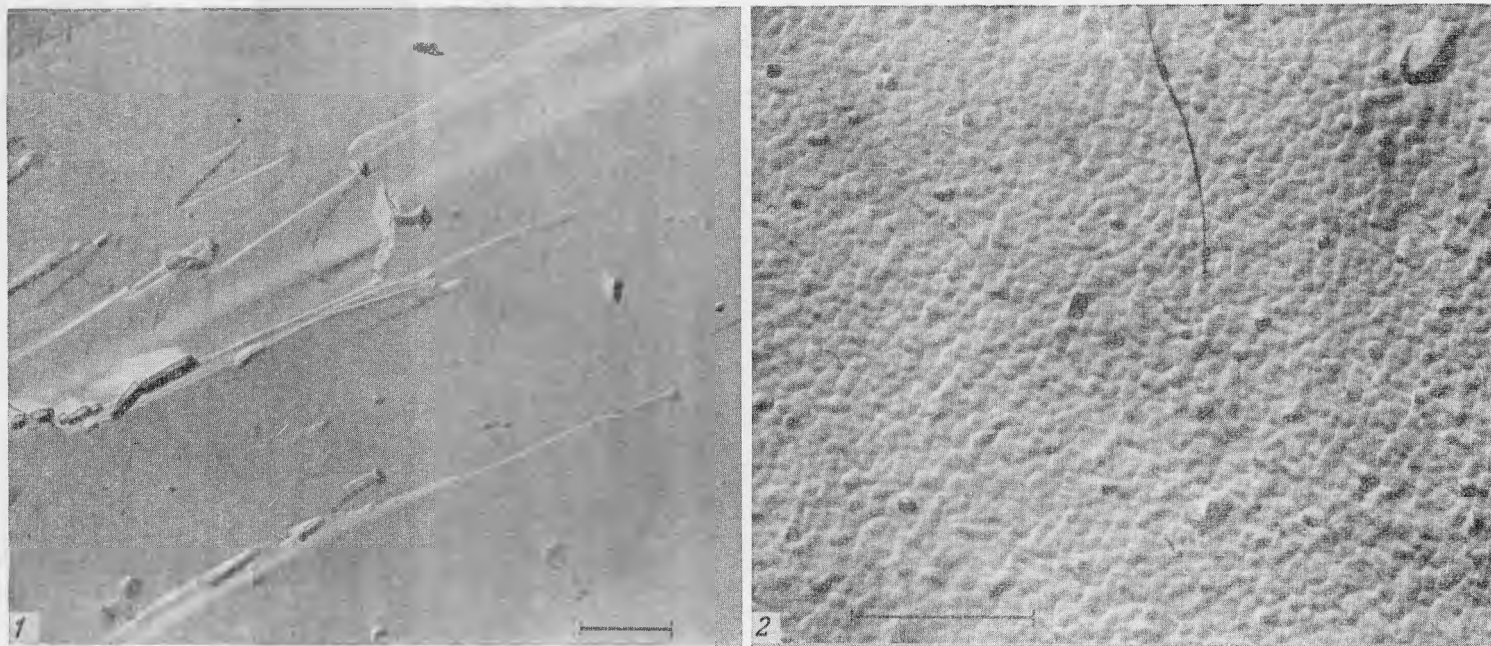


Рис. 11. Поверхность свежего скола прозрачного оливина (1) и непрозрачного черного феррифаялита (2).  
Электронно-микроскопические снимки, самооттененная угольная реулика. Оба снимка сделаны при ув. 6000  
(1 — ув. вдвое, 2 — ув. вчетверо)

диффузность отражений дебаеграмм и лауэграмм, «разбавленность» частот поглощения инфракрасного спектра, зернистость поверхности скола (под электронным микроскопом). Строго говоря, отмеченные особенности структуры феррифаялита отображают состояние, близкое к распаду, или начальную стадию процесса распада, при котором  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  не обособились еще в блок-кристаллы или аморфные тельца, так как находятся на местах, присущих им в решетке оливина, но не составляют уже единый каркас с  $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn})_2\text{SiO}_4$ , а как бы его разрезают.

Различия в кристаллическом строении Mn-фаялита и феррифаялита могли бы быть выявлены при помощи электронного парамагнитного резонанса, но для этого требуются сравнительно крупные (порядка 0,5—0,8 см) совершенно чистые кристаллы. В нашем распоряжении были мелкие (1—0,8 мм) осколки кристаллов, свободные от магнетита и других включений, и на них была предпринята попытка получить предварительные данные. Результаты магнитных измерений, выполненные В. М. Винокуровым на отечественном приборе, позволяют лишь утверждать, что Mn-фаялит и феррифаялит парамагнитные минералы и не содержат ферромагнитной фазы. Величины анизотропии магнитной восприимчивости в отдельных зернах измерить не удалось. Между тем при помощи изучения явления электронного парамагнитного резонанса можно было бы определить, имеются ли в феррифаялите некомпенсированные связи (Винокуров, 1961), обусловленные заменой  $\text{Fe}^{2+}$  на  $\text{Fe}^{3+}$ . Если бы это действительно было так, то можно было бы признать, что начальной стадии распада феррифаялита предшествовало своеобразное состояние с некомпенсированными валентностями (связями)  $\text{Fe}^{3+}$ .

### Гематит и кварц

Завершающей стадией изменения Mn-фаялита является образование по нему и феррифаялиту псевдоморфоз гематита с примесью кварца. Эти псевдоморфозы уже не содержат магнетита, окруженного кварцем, и магнетита, окаймленного жедритом, а также отдельных зерен жедрита. Гематитовая псевдоморфоза лишена спайности, свойственной двум разновидностям оливина, которые она замещает. Процесс гематитизации развит локально и обнаруживает приуроченность к определенным участкам крупнозернистых шпатов.

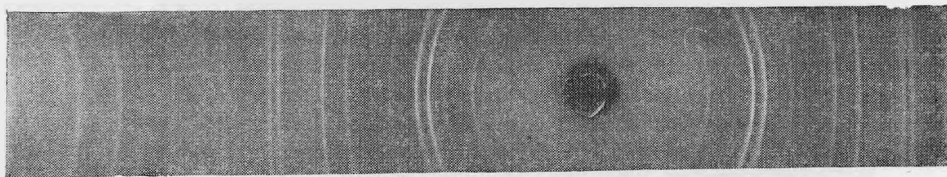


Рис. 12. Дебаеграмма гематита, полученного прокаливанием Mn-фаялита при 1000°

Образование гематита за счет оливина подтверждено нами экспериментально: прокаленный до 1000° Mn-фаялит дал типичную структуру гематита (рис. 12). Феррифаялит превратился в гематит при более низкой температуре 800°. Линии кварца на порошкограммах прокаленных Mn-фаялита и феррифаялитов отсутствуют. Из опыта известно, что прокаливание разрушающихся силикатов вызывает кристаллизацию простых окислов, но  $\text{SiO}_2$  при этом рентгено-аморфно. В порошке прокаленного Mn-фаялита, помимо гематита, наблюдаются мельчайшие зернышки кремнезема. Они изотропны, с низким показателем преломления, бесцветны, прозрачны, но

определить, к какой модификации кремнезема они относятся, не удалось (судя по температуре образования это может быть кристобалит).

На дифференциальной кривой нагревания феррифаялита, полученной Н. П. Соловьевой, наблюдается два эффекта (рис. 13). Слабый эндоэффект при  $300^{\circ}$  отвечает лимониту (точнее гидрогетиту), присутствующему в исходной пробе; количество его, судя по кривой, около 1—2%.

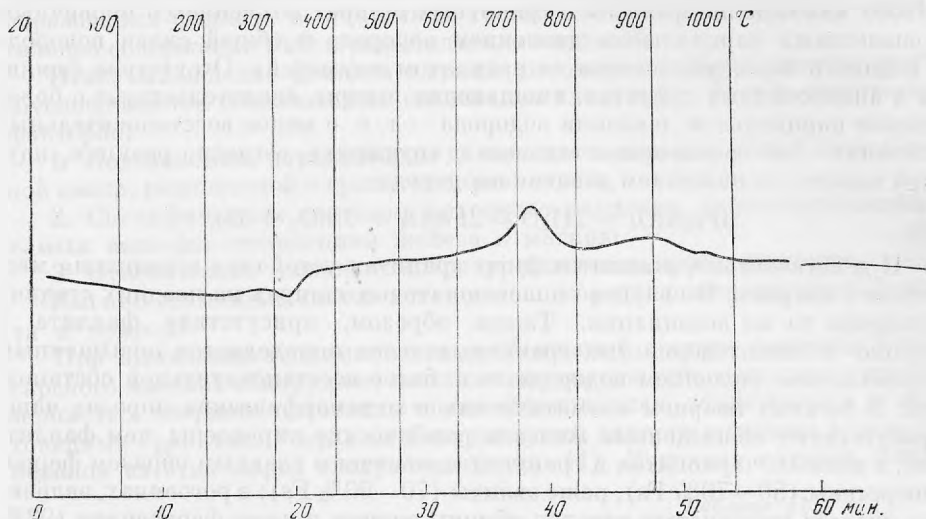


Рис. 13. Дифференциальная кривая нагревания феррифаялита

Четкий экзоэффект при  $700^{\circ}$  отвечает гематиту. Процесс его образования при отжиге феррифаялита выражен плавным поднятием кривой с двух сторон от главного пика. Дифференциальная кривая нагревания не показала присутствия кремнезема в высокотемпературных модификациях, так как он очень тонкодисперсен и не индивидуализировался как определенный минерал.

Преобразование фаялита в таласкит, затем в феррифаялит и, наконец, в гематит + кремнезем представляет ряд минералов, обусловленный не изоморфными замещениями, а фазовым состоянием, вплоть до полного распада.

Распад фаялита на фазы вызван окислением железа; процесс распада необратим. Конечными продуктами распада являются гематит и кремнезем.

Феррифаялит — это метастабильная промежуточная фаза, при которой еще сохранилась структура оливина, хотя более 50% ее уже нарушено, т. е. находится в состоянии, близком к полному распаду.

Итак, феррифаялит — это метастабильная разновидность минерала группы оливина, обусловленная не изоморфизмом, а физическим состоянием — начальным этапом распада на фазы.

#### ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ФАЙЛИТА

Появление фаялита в крупнозернистых гранитных шпихрах и последующие изменения минерала рассматриваются на основе геолого-петрографических наблюдений с привлечением различных экспериментальных данных (Гинзбург, Лисицина, 1962).

Шлировидная форма кварцево-полевошпатовых тел и их положение в верхних частях пологих даек аплитовидных гранитов указывают на возможное образование этих крупно- и гигантозернистых тел из обогащенных

летучими «пузырей» в кристаллизующейся гранитной магме. Представляется вероятным, что эти, обогащенные летучими, «пузыри», из которых возникли указанные шпировидные тела, в период кристаллизации фаялита имели свойства закрытой системы, давление в которой было отличным от давления во вмещающих аплитовидных гранитах.

В соответствии с экспериментальными данными И. А. Островского (1956) нахождение фаялита в гранитных шпирях объясняется первичным повышенным парциальным давлением водорода в общей смеси водорода и водяного пара, равновесного с расплавом «пузырей». Отсутствие фаялита в аплитовидных гранитах, вмещающих шпирь, свидетельствует о более низком парциальном давлении водорода — т. е. о менее восстановительных условиях — по сравнению с таковым в «пузырях», согласно реакции, идущей вправо с понижением давления водорода



И действительно, в аплитовидных гранитах устойчива ассоциация магнетита с кварцем. В кварцево-полевошпатовых шпирях на поздних стадиях устойчива та же ассоциация. Таким образом, присутствие фаялита в крупно- и гигантозернистых гранитных телах определяется повышенным парциальным давлением водорода, т. е. более восстановительной обстановкой. В богатых кварцем магматических и метаморфических породах чаще присутствуют обогащенные железом ромбические пироксены, чем фаялит. Так, в кислых чарнокитах и гранулитах отмечены главным образом феррогиперстены (50—70% Fs), реже эвлиты (70—90% Fs); в роговиках, эвлизитах, железо-кремнистых породах обычны эвлиты и даже ферросилит (92% Fs), в литофизах обсидианов найдена метастабильная моноклинная модификация Mg — Fe<sup>2+</sup> пироксенов — клиноферросилит (95% Fs). Проценты Fs даны по химическому составу и оптическим свойствам.

Фаялиты из гранитных пород, как правило, более железистые, чем вышперечисленные пироксены. Например, фаялит в гранитах и в литофизах обсидианов имеет состав: 95—100% Fa. Проценты Fa вычислены из цифр химического анализа. Простое сопоставление цифр железистости пироксенов и оливинов из кислых горных пород показывает, что оливины в них более железистые. Более того, ромбические пироксены, соответствующие наиболее железистым фаялитам, в природе неизвестны. Эти наблюдения находятся в соответствии с результатами экспериментальных исследований (Bowen, Schairer, 1935), согласно которым в системе MgSiO<sub>3</sub> — FeSiO<sub>3</sub> при содержании свыше 94% FeSiO<sub>3</sub> и 860—865°, вместо ромбического пироксена устойчивы только фаялит и кварц. В этой системе при меньшем содержании Fe<sup>2+</sup> и в интервале до 1305° сосуществуют менее железистые оливины и тридимит. Такая ассоциация была установлена в шлаках (Курцева, 1956), где оливин образует реликты в клинопироксенах. Следовательно, наблюдаемый парагенезис фаялита и кварца в рассматриваемых гранитных породах определяется очень высоким содержанием Fe<sup>2+</sup> относительно Mg в исходном расплаве.

Материнскими породами аплитовидных гранитов с крупнозернистыми шпировыми образованиями, включающими фаялит, являются близкие к аляскитам крупнозернистые граниты, которые слагают Чаркасарский массив. Как крупнозернистые граниты, так и их жильные производные — аплитовидные граниты — по своим геолого-петрографическим характеристикам являются обычными гранитными породами. Они не обнаруживают каких-либо особенностей состава, в частности повышенного валового содержания железа, которым, казалось, можно было бы объяснить появление фаялита в крупнозернистых обособлениях. Количества FeO и MgO в аплитовидных гранитах отвечают известным в такого рода породах. Однако :

Чаркасарском массиве при близком валовом содержании железа, во все более молодых гранитных породах, несколько падает содержание  $MgO$  и повышается относительное содержание  $FeO$ . Соответственно несколько повышается железистость «проходящих» минералов, например биотита и ортита. Так, в ранних гранитоидах Чаркасарского массива  $Nm$  биотита 1,665—1,670, а  $Ng$  ортита 1,780; в поздних аплитовидных гранитоидах  $Nm$  биотита 1,686—1,705, а  $Ng$  ортита 1,790. Эти данные показывают, что к моменту образования фаялита в остаточном гранитном расплаве возросло относительное содержание  $FeO$  и повысилась его активность.

Итак, нахождение фаялита в гранитных породах Кураминского хребта обуславливается обязательным сочетанием следующих физико-химических факторов:

1. Повышенным парциальным давлением водорода в общей газовой смеси, равновесной с гранитным расплавом.

2. Специфическим составом исходного расплава, характеризующимся самым высоким отношением железа к магнию.

3. Относительно низкой температурой начала кристаллизации.

Именно этим объясняется исключительно редкая встречаемость фаялита в природе.

При выявлении геохимических особенностей состава гранитов Чаркасарского массива обнаружено повышенное содержание марганца в крупнозернистых кварцево-полевошпатовых образованиях, заключенных в аплитовидных гранитах. Результаты определений данного элемента в ряде минералов из этих пород следующие (табл. 11). В других случаях фаялит

Таблица 11

Содержание  $Mn$  в минералах крупнозернистых шпиров

Минерал	Вес. %	Аналитики
Фаялит . . . . .	7,77	Садикова А. Т.
Ильменит . . . . .	3,98	Ниссенбаум П. Н.
Ортит . . . . .	2,61	} Алексеева О. А.
Биотит . . . . .	2,61	
Магнетит . . . . .	1,08	
Вольфрамит* . . . . .	7,77	Сендерова В. М.

\* Из шпиров в главной фазе Аштского гранитного массива полный анализ (вес. %):  $FeO$  15,82;  $MnO$  7,77;  $MgO$  0,22;  $CaO$  следы;  $SnO_2$  0,00;  $PbO$  0,00;  $(Ta, Nb)_2O_5$  0,00;  $WO_3$  76,15; сумма 99,96; анализ В. М. Сендерова, уд. вес 7,22 (устное сообщение И. Е. Сморгочкова).

из гранитных пород не всегда имеет в своем составе повышенное количество  $Mn$  (Palache, 1950 и др.). Это указывает на некоторую специфику состава изученных шпиров, тем более, что обычно  $Mn$  накапливается в поздних пегматитах, относящихся к литиевому типу (Гинзбург А. И., 1955; Гинзбург И. В., 1959).

Изложенными выше данными исчерпываются имеющиеся в нашем распоряжении сведения об общих и частных условиях образования фаялитов в крупнозернистых гранитных шпирях.

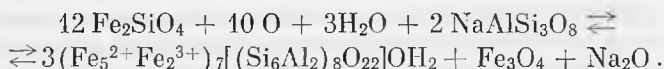
В дальнейшем фаялит из шпиров Чаркасарского массива претерпевает ряд превращений, среди которых различаются две группы. Первая, ранняя, группа превращений характеризуется четким обособлением минеральных фаз, возникших на месте исходного фаялита (1-я и 2-я стадии измене-



ция фаялита, см. выше). Второй группе превращений свойственно топкодисперсное состояние, приводящее к легко диагностируемым миперальным фазам только в конце процесса (4-я стадия изменения фаялита, см. выше).

Магнетит и кварц, как показано в описательной части, являются наиболее ранними продуктами превращения фаялита. Естественно считать их наиболее высокотемпературными и возникающими непосредственно вслед за кристаллизацией фаялита, при некотором уменьшении парциального давления водорода (Островский, 1956). К моменту замещения фаялита магнетитом и кварцем кристаллизация кварц-полевошпатовых обособлений не была полностью завершена, так как здесь же отдельно от фаялита возникали магнетит с кварцем. В противном случае пришлось бы допустить различные значения парциального давления водорода в отдельных участках небольших крупнозернистых шпиров, что мало вероятно.

К более поздним продуктам превращения фаялита относится ассоциация жедрита и магнетита. Появление амфибола — миперала, содержащего воду, свидетельствует о том, что такого рода превращение происходило при более низкой температуре и более высоком потенциале кислорода, нежели образование ассоциации магнетита и кварца:



Аналогичная ассоциация минералов, замещающих фаялит кристаллических сланцев, в свое время рассматривалась Д. С. Коржинским<sup>1</sup>, который отмечал, что подобная реакция шла в условиях притока окисляющих веществ извне, путем диффузии. В нашем случае закрытой системы повышение потенциала кислорода скорее всего осуществлялось за счет внутренних резервов.

Морфологические особенности второй группы превращений Mn-фаялита — приуроченность их к трещинам спайности в начальной стадии и полное замещение в конце процесса — указывает на постепенное преобразование минерала в твердом состоянии.

Присутствие в феррифаялитах  $\text{Fe}^{3+}$  вместо  $\text{Fe}^{2+}$  в фаялитах служит указанием на то, что образование феррифаялита было вызвано значительным повышением парциального давления кислорода. Наблюдающееся усиление процесса превращения указывает на все возрастающую активность кислорода<sup>2</sup>. В качестве возможной причины повышения активности кислорода предполагается раскрытие ранее закрытой системы шпиров с проникновением в них кислорода из атмосферы, что позволяет признать низкотемпературным, гипергенным процессом замещение фаялита феррифаялитом и последующую их гематизацию. В пользу открытой системы говорят обязательные притоку кислорода из воздуха обособления гематита и кварца в фаялите из литофиз обсидианов и переход  $\text{Fe}^{2+}$  в  $\text{Fe}^{3+}$  в роговых обманках базальтов. Опытным путем превращение фаялита в феррифаялит, а затем распад на гематит и кварц, осуществлено нами в открытой системе при нагревании, которое вызывает интенсификацию процесса, вероятно, не изменяя его физической природы.

Преобразование железистых оливинов — фаялитов в феррифаялит, т. е. переход входящего в их состав  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$  предопределяется, с одной стороны, свойством структуры оливинов, у которых не все благополучно с расстояниями Si — O и O — O в тетраэдрах (Белов, 1960), что и определи-

<sup>1</sup> У Коржинского указан грюнерит:  $8\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + 3\text{O} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Fe}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}\text{OH}_2 + 3\text{Fe}_3\text{O}_4$ .

<sup>2</sup> В частности, переход магнетита в гематит при повышении парциального давления кислорода показан экспериментально (Flaschen, Osborn, 1957).

ет неустойчивость природных оливинов, а, с другой стороны, — необратимостью изменения структуры нагретых кристаллов железистых оливинов, в отличие от остальных оливинов, структура которых частично восстанавливается после охлаждения (Елисеев, 1958). Частные особенности структуры оливинов определяются составом катионов (Mg и Fe<sup>2+</sup>) в октаэдрах.

Как предполагается в результате произведенных исследований, феррифаялит представляет собой фаялит, неполностью распавшийся на фазы под влиянием превращения закисного железа в окисное и в связи с невозможностью существования устойчивых минералов с некомпенсированной валентностью. Распад оливина происходит за счет привноса кислорода воздуха согласно следующей реакции:



Так как возможен разрыв во времени между окислением закисного железа и обособлением Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и SiO<sub>2</sub>, не исключено превращение некоторых участков фаялита сначала в метастабильный Fe<sub>2</sub><sup>3+</sup>SiO<sub>4</sub>, который и распадается на Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и SiO<sub>2</sub>. В том и другом случае минерал утрачивает прозрачность.

Итак, в процессе гипергенного изменения Мп-фаялита при превращении его в феррифаялит, видимо, сперва происходит индивидуализация Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и SiO<sub>2</sub> в виде равномерно рассеянных фаз. В ходе дальнейшей истории эти окислы, очевидно, оформляются в отдельные блок-кристаллы тонкодисперсных полукристаллических гематита и кварца. Наконец, от феррифаялита остаются отдельные неуплачиваемые реликты в смеси гематита и кварца — наступает полный распад минерала с образованием псевдоморфозы гематита и кварца.

#### ВЫВОДЫ

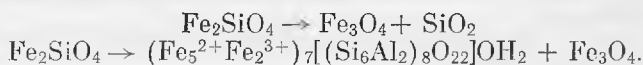
1. В гранитных породах появление фаялита определяется высоким парциальным давлением водорода и очень высоким содержанием Fe<sup>2+</sup> по отношению к Mg.

2. Изменения фаялита в закрытой системе — на глубине — связаны с повышением парциального давления кислорода и понижением температуры.

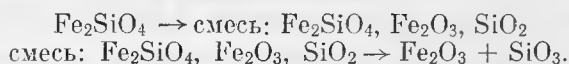
3. Изменение фаялита в открытой системе — вблизи поверхности — обусловлено теми же факторами, при усиленном притоке кислорода.

4. Изменение фаялита идет с образованием следующих минералов:

Закрытая система



Открытая система



5. Преобразование фаялита в гематит и кварц сопровождается промежуточным «минералом» феррифаялитом.

6. Феррифаялит — «минерал», состоящий из трех фаз — фаялита и тонкодисперсных форм Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и SiO<sub>2</sub>, минералогически не определенных.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Ахманова М. В., Леонова Л. Л. Исследование метамиктного распада цирконов с помощью инфракрасных спектров поглощения. — Геохимия, № 5, 1961.  
 Белов Н. В. Развернутые формулы берилла. — Геохимия, № 8, 1959.  
 Белов Н. В. Кристаллохимические рамки рассмотрения вопросов изоморфного вхождения бора в силикаты. — Геохимия, № 6, 1960.

- Великославенский Д. А. Петрология Выборского массива рапакиви.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 3, 1953.
- Винокуров М. В. К магнитным свойствам минералов.— Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 90, вып. 5, 1961.
- Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия (перев. с англ.). Изд-во иностр. лит.-ры. М., 1953.
- Гинзбург А. И. Минералого-геохимическая характеристика литиевых пегматитов.— Труды Минерал. музея АН СССР, вып. 7, 1955.
- Гинзбург И. В. Об изменении вещественного состава гранитной магмы, ведущем к образованию литиевых пегматитов.— Труды Минерал. музея АН СССР, вып. 10, 1959.
- Гинзбург И. В., Сидоренко Р. А., Рогачева Д. Л. О зависимости между главными изоморфными замещениями и некоторыми параметрами кристаллической структуры амфиболов.— Труды Минерал. музея АН СССР, вып. 12, 1961.
- Гинзбург И. В., Горшков А. И. О графите квантовых сланцев Кейв (Кольский п-ов).— Труды Минерал. музея АН СССР, вып. 12, 1961.
- Гинзбург И. В., Лисицина Г. А. Об условиях образования и преобразования фаялита гранитных пород. Тезисы доклада. Бюлл. МОИП, т. 38, отдел геол. вып. 2, 1962, стр. 161.
- Елисеев Э. Н. Новые данные о кристаллической структуре оливина. Кристаллография. Изд-во АН СССР, вып. 3, № 3, 1958.
- Норжинский Д. С. Парагенетический анализ кварцсодержащих бедных кальцием кристаллических сланцев архейского комплекса Южного Прибайкалья.— Зап. Всерос. мин. об-ва, ч. 65, вып. 12, 1936.
- Курцева Н. П. Химико-минералогическое исследование шлаков никелевого производства.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 6, 1956.
- Лебедева С. И. О микротвердости минералов.— Труды ИМГРЭ, вып. 6, 1961.
- Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. Госгеолиздат, 1947.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.
- Никитин В. Д. Новая разновидность минерала оливиновой группы.— Зап. Всерос. мин. об-ва, серия 2, ч. 65, вып. 1—2, 1936.
- Островский И. А. Эксперимент в системе биотит — вода, фаялит — вода и выводы об участии водорода в гранитной магме.— Докл. АН СССР, т. 108, № 6, 1956.
- Поваренных А. С. К вопросу о сущности метамиктного распада минералов.— Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 85, вып. 4, 1956.
- Свешникова Е. В., Шабьин Л. И. О зеленых клинопроксенах из скарновых пород и некоторых других метасоматических образованиях.— Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 90, вып. 2, 1961.
- Смелянинов Н. А. (соавтор). К минералогии и геологии Ворзоба. АН СССР Тадж.-Памир. экспед. 1933.— Труды экспед., вып. 34, 1936.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовск. гос. ун-та, 1947.
- Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростеньского плутона.— Уч. зап. Львов. гос. ун-та, т. 6, серия геол., вып. 5, 1950.
- Трегёр В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов (перев. с нем.). Госгеолтехиздат, 1958.
- Bowen N. L., Schairer J. F. The sistem  $MgO-FeO-SiO_2$ .— Amer. Journ. sci., 29, N 170, 1935.
- Bown M. G., Gay P. The identification of oriented inclusions in pyroxene crystals.— Am. Min., 44, N 5—6, 1959.
- Flachen S. S., Osborn E. F. Studies of the sistem iron oxide — silica — water at low oxigen partial pressures.— Ekonom. Geol., 52, N 8, 1957.
- Henriques A. Optical and phisical properties of knebelite.— Arkiv Mineral. och Geol. Svenska akad., 2, h. 3, 1957.
- Iddings I. P. On the occurence of fayalite in lithophyse of obsidian and rhyolite in the Jallowstone National Park.— Amer. Journ. sci., 30, № 175, 1885.
- King E. A. A fayalite-bearing pegmatite, burnet country, Texas.— Amer. Mineral., 46, N 5—6, 1961.
- Kuno H. Ion substitution in the diopside-ferropigeonite series of clinopyroxenes.— Amer. Mineral., 4, N 1—2, 1955.
- Mc. Dougall J. Optical and chemical studies of pyroxenes in differentiated tasmanian dolerite.— Amer. Mineral., 46, N 5—6, 1961.
- Palache C. Fayalite at Rockport Massachusetts.— Amer. Mineral., 39, N 9—10, 1950.
- Seitari I. A ferroian — aluminioan anthophyllite from Kemiö, Finland.— Bull. Comm. Geol. Finland., 29, N 172, 1956.
- Seki V., Yamasaki M. Aluminian ferroanthopfillite from the Kitakami Mountain land, Northern Japan.— Amer. Mineral., 42, N 7—8, 1957.
- Shibata H. Fayalite pegmaute from Sirawadani prov. of Omi, Japan.— Geol. Soc. Japan Journ., 46, 1937.