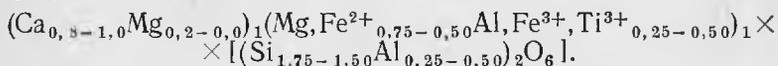


И. В. ГИНЗБУРГ

**ОБ АЛЮМОСИЛИКАТНОМ ПИРОКСЕНЕ — ФАССАИТЕ
МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД**

Пироксены с 0,25—0,50 Al в тетраэдрах (в Z) и компенсационным количеством Al, Fe³⁺ и Ti³⁺ в октаэдрах (в Y) из метасоматических горных пород обычно называются фассаитами, а из магматических — авгитами. Исходя из принципа одного наименования минералов с одинаковыми пределами содержания определяющих катионов и со сходными свойствами, название «фассаит» — независимо от генезиса содержащих его горных пород — необходимо придать всем пироксенам, отвечающим следующей формуле (без учета Na в X):



Кристаллохимические формулы отдельных фассаитов — метасоматических, магматических и искусственных (табл. 1) — характеризуют колебания их состава и варианты распределения катионов по позициям X(M2), Y(M1), Z(T).

По количеству Al в Z и R³⁺ в Y фассаит является алюмосиликатом; все остальные пироксены — силикаты (Гинзбург, 1969₁).

Три сближенных по составу вида известковых пироксенов: фассаит, диопсид-геденбергит и авгит предлагается различать по значениям коэффициентов¹ при Al в Z и при Ca в X их кристаллических формул:

Ca в X 1,00 ↑ 0,85	Диопсид-геденбергит	Фассаит
0,84 ↑ 0,45	Авгит	----- 0,70 Ca в X
	0,00→0,24	0,25→0,50 Al в Z

Фассаиты примыкают к диопсидам-геденбергитам и к авгитам по Al в Z, равному соответственно 0,25 и 0,24. Диопсиды-геденбергиты смыкаются с авгитами по Ca в X, равному соответственно 0,85 и 0,84 (Ginzburg, 1968; Гинзбург, 1966, 1969₂; Гинзбург, 1970).

Фассаиты соединяются с эгирин-диопсидами и эгирин-геденбергитами (и даже с эгиринами) через диопсиды-геденбергиты.

¹ Граница диопсидов-геденбергитов и авгитов по 45% Ca на треугольной диаграмме (Дир и др., 1965) неточна, так как отвечает 0,80—0,90 Ca в формуле.

Кристаллохимические формулы некоторых фассаитов СССР (на основе четырех катионов)

Горная порода, синтез	Состав фассаитов	Литературный источник
Пироксенит	$(\text{Ca}_{0,89}\text{Na}_{0,01}\text{Mg}_{0,10})_1 (\text{Mg}_{0,66}\text{Fe}_{0,18}^{2+}\text{Fe}_{0,12}^{3+}\text{Al}_{0,04})_1 (\text{Si}_{1,65}\text{Ti}_{0,01}\text{Al}_{0,34})_2\text{O}_6$	Воробьева и др., 1962 (табл. 66)
Габбро-диабаз	$(\text{Ca}_{0,89}\text{Na}_{0,04}\text{Mg}_{0,07})_1 (\text{Mg}_{0,51}\text{Fe}_{0,23}^{2+}\text{Fe}_{0,11}^{3+}\text{Al}_{0,15})_1 (\text{Si}_{1,69}\text{Ti}_{0,04}\text{Al}_{0,27})_2\text{O}_6$	Веселовская, 1950 (№ 33)
Андезит	$(\text{Ca}_{0,78}\text{Na}_{0,08}\text{K}_{0,01}\text{Mg}_{0,13})_1 (\text{Mg}_{0,52}\text{Fe}_{0,10}^{2+}\text{Fe}_{0,17}^{3+}\text{Al}_{0,21})_1 (\text{Si}_{1,75}\text{Al}_{0,25})_2\text{O}_6$	Мамедов, Махмудов, 1957
Трахизабазальт	$(\text{Ca}_{0,83}\text{Na}_{0,06}\text{K}_{0,01}\text{Mg}_{0,10})_1 (\text{Mg}_{0,61}\text{Fe}_{0,16}^{2+}\text{Fe}_{0,11}^{3+}\text{Al}_{0,11}\text{Mn}_{0,01})_1 (\text{Si}_{1,70}\text{Ti}_{0,06}\text{Al}_{0,24})_2\text{O}_6$	Флеров, Долгова, 1967 (табл. 14, № 3)
Ийолит	$(\text{Ca}_{0,91}\text{Na}_{0,09})_1 (\text{Mg}_{0,25}\text{Fe}_{0,54}^{2+}\text{Fe}_{0,13}^{3+}\text{Al}_{0,05}\text{Ca}_{0,02}\text{Mn}_{0,01})_1 (\text{Si}_{1,72}\text{Ti}_{0,05}\text{Al}_{0,23})_2\text{O}_6$	Кононова, 1961 (табл. 5)
Скарн околосланцевый	$\text{Ca}_{1,00} (\text{Mg}_{0,60}\text{Fe}_{0,02}^{2+}\text{Fe}_{0,15}^{3+}\text{Al}_{0,22}\text{Mn}_{0,01})_1 (\text{Si}_{1,61}\text{Ti}_{0,01}\text{Al}_{0,38})_2\text{O}_6$	Шабынин, 1969 (№ 24)
Скарн апотрапповый	$(\text{Ca}_{0,96}\text{Na}_{0,01}\text{Mg}_{0,03})_1 (\text{Mg}_{0,63}\text{Fe}_{0,04}^{2+}\text{Fe}_{0,17}^{3+}\text{Al}_{0,16})_1 (\text{Si}_{1,53}\text{Ti}_{0,08}\text{Al}_{0,39})_2\text{O}_6$	Гинзбург и др., 1971 (табл. 6)
Нефелинизированный пироксенит	$(\text{Ca}_{0,90}\text{Mg}_{0,02}\text{Na}_{0,08})_1 (\text{Mg}_{0,40}\text{Fe}_{0,31}^{2+}\text{Fe}_{0,18}^{3+}\text{Al}_{0,12}\text{Mn}_{0,01})_1 (\text{Si}_{1,71}\text{Ti}_{0,06}\text{Al}_{0,23})_2\text{O}_6$	Кононова, 1961 (табл. 11)
Искусственный фассаит	$(\text{Ca}_{0,97}\text{Mg}_{0,03})_1 (\text{Mg}_{0,63}\text{Al}_{0,37})_1 (\text{Si}_{1,56}\text{Al}_{0,44})_2\text{O}_6$	Цветков, 1951 (табл. 12)
»	$(\text{Ca}_{0,99}\text{Mg}_{0,01})_1 (\text{Mg}_{0,50}\text{Fe}_{0,44}^{3+}\text{Fe}_{0,66}^{2+})_1 (\text{Si}_{1,56}\text{Fe}_{0,38}^{3+}\text{Al}_{0,06})_2\text{O}_6$	Тот же (табл. 3, обр. 9)

Весь Ti^{4+} помещен в Z; при отнесении Ti^{3+} в Y (см. табл. 2 и 3) соответственно увеличивается Al в Z.

Фассаиты метасоматических горных пород

№ п.п.	Коэффициенты формулы				Горная порода	Район	Исходное название	Литературный источник
	Na, X	Al, Z	R ³⁺ , Y	Ca, X				
СССР								
1	0,02	0,41	0,23	0,98	Магнезиальные — безгранатовые скарны на контакте доломитов и кислых силикатных пород (гранитоидов и др.)	Якутия	Фассаит розовый	Шабнин, 1969 (№ 3)
2	0,01	0,40	0,27	0,99	То же	»	Фассаит	Тот же (№ 4)
3	0,00	0,30	0,07	0,99	» »	Горная Шория	»	» » (№ 5)
4	0,00	0,32	0,20	0,97	» »	Средняя Азия	Авгит	» » (№ 19)
5	0,00	0,29	0,28	0,99	» »	Азербайджан	Фассаит	» » (№ 23)
6	0,00	0,39	0,38	1,00	» »	»	»	» » (№ 24)
7	0,00	0,24	0,24	1,00	» »	»	»	» » (№ 25)
8	0,00	0,33	0,34	1,00	» »	»	»	» » (№ 26)
9	0,00	0,28	0,26	1,00	» »	Средняя Азия	Марганцевый ферроавгит	Смолянинова (устное сообщение)
10	0,06	0,30	0,29	0,92	» »	Якутия	Титанистый ферроавгит	Юдина, 1965 ₁ (табл. 13)
11	0,01	0,50	0,31	0,99	Магнезиальные — безгранатовые скарны, возникшие при взаимодействии доломитов и трапповых долеритов	»	Титанистый фассаит	Тот же
12	0,01	0,27	0,22	0,99	То же	»	Фассаит	» »
13	0,00	0,44	0,36	0,94	» »	»	Титанистый фассаит	Гинзбург и др., 1971 (табл. 6)
14	0,00	0,31	0,27	0,98	» »	»	Фассаит	Тот же
15	0,00	0,31	0,28	0,98	» »	»	»	» »
16	0,03	0,46	0,32	0,97	Известковый — гранатовый скарн около гранитоидов	Талнах	»	Юдина, 1965 ₂ (табл. 7)
17	0,15	0,35	0,32	0,85	То же	Средняя Азия	Диопсид-авгит	Еникеев, 1951
18	0,04	0,33	0,28	0,96	То же, в гранитном мигматите	Украина	Салит	Пискарянская, 1965
19	0,02	0,33	0,26	0,96	Метасоматит в гранитном мигматите	»	Феррисалит	Хмарук, Шербаков, 1963
20	0,01	0,42	0,33	0,99	Околоскарновая порода	Алдан	Фассаит розовый	Шабнин (устное сообщение)
21	0,00	0,24	0,24	1,00	«Роговик» в чарноките	Украина	Салит	Половинкина, 1961
22	0,01	0,29	0,13	0,91	Метапироксенит	Восточный Саян	Титанистый авгит	Удовкина (устное сообщение)
23	0,08	0,29	0,30	0,90	Нефелинизированные пироксениты	Тува	Ферроавгит	Кононова, 1961 (табл. 11)
24	0,10	0,29	0,30	0,88	То же	»	Титанистый ферроавгит	Тот же
25	0,00	0,25	0,03	0,88	Метасоматит в трахибазальте	Камчатка	Диопсид	Флеров, Долгова, 1967 (табл. 14, № 5)
26	0,16	0,48	0,29	0,81	Карбонат-метасоматит	Восточная Сибирь	Титанистый фассаит	Нечаева (устное сообщение)
27	0,15	0,30	0,35	0,85	Контакт известняка и нефелинового сиенита	Восточный Саян	Авгит с примесью эгирина	Костюк, Базарова, 1966 (табл. 6, № 8)
Зарубежные страны								
1	0,00	0,38	0,28	1,00	Кристаллический известняк в контакте с гранитоидами	Фассаталь, Тироль, Австрия	Фассаит	Doelter, 1914, № 130

Таблица 2 (окончание)

№ п/п	Коэффициенты формулы				Горная порода	Район	Исходное название	Литературный источник
	Na, X	Al, Z	R ³⁺ , Y	Ca, X				
2	0,00	0,25	0,19	0,99	Кристаллический известняк в контакте с гранитоидами	Фассаталь, Тироль, Австрия	Алюминиевый пироксен	Tilley, 1938 (табл. 2)
3	0,00	0,38	0,24	0,99	То же	То же	То же	Тот же (табл. 3, № 9)
4	0,01	0,25	0,20	0,97	» »	Венгрия	Фассаит	Tröger, 1951
5	0,02	0,30	0,27	1,00	Контактный роговик	Италия	»	Тот же
6	0,00	0,46	0,42	1,00	Магнезиальный скарн-ксенолит в габбро	США	»	Кпорі, Lee, 1957
7	0,00	0,28	0,19	0,99	Известково-силикатная контактовая порода	»	»	Tröger, 1951
8	0,07	0,25	0,28	0,89	Скарное включение в анортозите	Канада	Авгит	Hess, 1949 (№ 25)
9	0,01	0,56	0,39	0,99	Скарновый ксенолит в норите	Англия	Титанистый авгит	Dixon, Kennedy, 1933
10а	0,10	0,31	0,46	0,83	Магнезиально-скарновые включения в щелочном базальте (база-ните)	Эйфель, ФРГ	Клинопироксен	Aoki, Kushiro, 1968 (№ 4)
11	0,04	0,35	0,29	0,92	То же	»	»	Тот же (№ 9)
12а	0,07	0,29	0,33	0,83	» »	»	»	» » (№ 5)
13о	0,17	0,30	0,40	0,77	» »	»	»	» » (№ 6)
14о	0,14	0,24	0,34	0,81	» »	»	»	» » (№ 7)

Примечание. 1. Буквы у номеров означают: а—авгит, о—переход к омфациту. 2. Весь Ti как Ti³⁺ помещен в Y, в Z Ti нет. 3. См. еще пять фассаитов (Doelter, 1914). 4. Следующие пироксены не фассаиты, так как у них Al в Z < 0,24: с Цейлона Al в Z = 0,19 (Tilley, 1938, стр. 81; Дир и др., 1965, табл. 25, № 1), с Адамелло Al в Z = 0,22 (Дир и др., 1965, табл. 25, № 2).

Между фассаитами и омфацитами существует широкий разрыв составов (несмесимость), но и в нем имеется несколько промежуточных пироксенов с 0,12—0,22 Na в X (как у малонатровых омфацитов) и с 0,24—0,39 Al в Z (как у фассаитов) при соответствующем количестве R³⁺ в Y. Это омфацит-фассаит (синонимы: натровый фассаит и алюминиевый омфацит).

В литературе 1920—1970 гг. собрано более 115 химических анализов пироксенов, отвечающих типовой формуле фассаита. Большинство из них — за последнее двадцатилетие; один анализ (1877 г.) относится к фассаиту, получившему название по месту находки (см. табл. 2 и 3).

Фассаит считался редким минералом в метасоматических породах, а присутствие его в магматических не допускалось. Однако в СССР он выявлен нами в 35 месторождениях: в 19 — из метасоматических пород и в 16 — из магматических (на основе 47 анализов, соответственно 27 и 20). В зарубежных странах он находится в 8 месторождениях метасоматических пород (по 14 анализам). Следовательно, фассаит — весьма распространенный пироксен; анализов его оказалось больше, чем омфацита и жадеита, вместе взятых.

Состав метасоматических и магматических фассаитов близок, но в целом метасоматические более известковые и менее железистые. Среди тех и других преобладают фассаиты, подобные диопсидам-геденбергитам по количеству Ca в X. Им резко подчинены фассаиты, отвечающие авгитам, с 0,84—0,77 Ca (15 анализов) и переходные к омфацитам, за счет Na в X (9 анализов).

Коснемся трех диагностических признаков фассаитов.

М о р ф о л о г и я. Преимущественное развитие граней hkl , подавляющих грани призматического пояса и придающих кристаллам фассаитов псевдодипирамидальный, остроконечный облик (Tröger, 1951, и др.), не всегда выдерживается. Многие фассаиты имеют четко выраженную призму, не остроконечную головку, хотя грани hkl у них хорошо развиты. Подобная форма кристаллов присуща, например, байкалиту, т. е. диопсиду магнезиальных скарнов Слюдянки (см. также рис. 2 в статье Л. И. Шабынина в настоящем сборнике). Известны почти безалюминиевые диопсиды с фассаитовым — псевдодипирамидальным обликом, например из золоторудных (известково-магнезиальных) скарнов Марьинской тайги в Западных Саянах (образец из Минералогического музея АН СССР).

Ц в е т. Считавшийся характерным светло-зеленый цвет фассаитовых кристаллов оказался свойственным фассаитам с наименьшим содержанием железа, алюминия и титана. Фассаиты бывают также малиново-красные, похожие на некоторые из бледных пиропов; бурые, как титановые авгиты, ярко-зеленые и других цветов.

Д и с п е р с и я о п т и ч е с к и х о с е й известна не только у фассаитов, но и у многих титановых авгитов (не фассаитов!), у некоторых авгитов, диопсидов, эгирин-диопсидов и эгирин-геденбергитов (прежнее название — эгирин-авгит). У них также наиболее диспергирующей является ось B , идущая вблизи вертикальной оси c их кристаллов.

Фассаит метасоматических пород

Фассаит является типоморфным минералом магнезиальных — безгранатовых скарнов магматической стадии метасоматоза. Он может быть реликтовым в известковых — гранатовых скарнах (Жариков и др., 1969). Вслед за Л. И. Шабыниным (1969) В. А. Жариков и др. (1969) под названием «фассаит» магнезиальных скарнов по особенностям оптики объединяют также диопсид. Это неправильно. Формация магнезиальных скарнов характеризуется пироксенами с сильной дисперсией оптических осей, которые по составу являются как диопсидами, так и фассаитами.

В СССР (табл. 2) 16 фассаитов происходят из магнезиальных скарнов, которые возникли на контакте доломитовых или известково-доломитовых пород с гранитоидами или габброидами. В известковых скарнах фассаит встречается реже, обычно на контакте с гранитоидами и с их мигматитами (см. табл. 2, ан. 17—21). Он обнаружен в измененных пироксенитах (ан. 22) и в других существенно пироксеновых породах, развитых в экзоконтакте с нефелиновыми сиенитами, щелочно-карбонатными и габбро-сиенитовыми породами (ан. 23—27).

Среди зарубежных месторождений известен в основном фассаит в магнезиальных скарнах из экзоконтакта доломитизированных мраморов или известняков и гранитоидов (см. табл. 2, ан. 1—5, 7). В связи с основными породами магнезиально-скарновый фассаит встречается в ксенолитах среди габбро, норитов, анортозитов (ан. 6, 8, 9) и, наконец, во включениях в щелочных базальтах (ан. 10—14).

В метасоматических породах фассаит находится в парагенезисе со шпинелью или флогопитом, оливином, гиперстеном, магнетитом, основным плагиоклазом — это характерные ассоциации магнезиальных скарнов, иногда с гранатом, диопсидом, кальцитом и другими минералами из ассоциации более низкотемпературных — известковых скарнов.

Парагенезисы фассаитсодержащих магнезиальных и известковых скарнов настолько хорошо изучены (Шабынин, 1969; Жариков и др., 1969), что «закономерности сосуществующих составов и парагенезисов... могут служить основой для выявления условия (T , P , $\mu_{\text{впк}}$, среда) их образования» (Жариков и др., 1969, стр. 90).

Фассаиты магматических горных пород

№ п.п.	Коэффициенты формулы				Горная порода	Район	Исходное название	Литературный источник
	Na, X	Al, Z	R ³⁺ , Y	Ca, X				
1	0,05	0,32	0,26	0,91	Пироксенит	Тува	Титанистый авгит	Кононова, 1961 (табл. 21)
2	0,01	0,29	0,12	0,91	»	Средний Урал	Салит	Воробьева и др., 1962 (табл. 66)
3	0,01	0,35	0,16	0,89	»	То же	»	Тот же
4	0,08	0,38	0,32	0,91	»	Сихотэ-Алинь	Титанистый авгит	Руб, Залищак, 1964 (табл. 2)
50	0,22	0,26	0,45	0,69	Корундовый эклогит (кимберлит)	Якутия	Алюминиевый омфациит	Соболев, Кузнецова, 1965
60	0,13	0,30	0,41	0,82	Плагиоклазовый эклогит (кимберлит)	Южная Якутия	Пироксен	Бобренич и др., 1959
7	0,02	0,34	0,23	0,93	Оливиновый габбро-долерит	Якутия	Клинопироксен	Виленский, 1967 (табл. 4, № 37)
8	0,02	0,29	0,29	0,96	Долерит	»	Авгит	Тот же (№ 23)
9	0,00	0,30	0,21	0,93	Долеритовый пегматит	»	Клинопироксен	» » (№ 1)
10	0,04	0,31	0,26	0,89	Габбро-диабаз	Норильск	Диопсид-авгит	Веселовская, 1950 (№ 32)
11a	0,09	0,25	0,34	0,78	Андезит (в)	Азербайджан	Авгит	Мамедов, Махмудов, 1957
12a	0,04	0,25	0,16	0,83	Андезитовый порфирит (в) (зоны в авгите)	Грузия	»	Гинзбург и др., 1971 (табл. 8)
13	0,04	0,25	0,22	0,85	То же	»	»	Тот же
14	0,06	0,25	0,19	0,89	Эпидейцитовый габбро-сиенит	Камчатка	Авгит с примесью эгирина	Флеров, Долгова, 1967 (табл. 14 № 3)
15	0,07	0,30	0,28	0,85	Трахитобазальт (в)	»	Титанистый авгит	Тот же (№ 1)
16	0,06	0,25	0,18	0,83	Кластолава	»	То же	» » (№ 2)
17	0,05	0,28	0,26	0,94	Уртит	Кузнецкий Алатау	» »	Андреева, 1968 (табл. 10, № 3)
18	0,09	0,28	0,18	0,91	Ийолит	Тува	» »	Кононова, 1961 (табл. 5)
19	0,08	0,38	0,33	0,90	»	»	» »	Тот же
20	0,06	0,34	0,37	0,89	»	»	» »	» »

Зарубежные страны

1	0,02	0,24	0,42	0,94	Эклогит	Англия	Фассаит	Дир и др., 1965 (табл. 25)
2a	0,06	0,40	0,31	0,81	Оливиновое габбро	Норвегия	Авгит	Веселовская, 1950
3a	0,00	0,43	0,42	0,78	?	Канада	Ферроавгит	Дир и др., 1965 (табл. 17, № 27)
4	0,07	0,28	0,28	0,91	Безоливиновый базальт (в)	Франция	Авгит	Varet, 1969 (№ v)
5a	0,04	0,25	0,19	0,84	Базальт (?)	Гавайи	»	Dixon, Kennedy, 1933
6	0,09	0,30	0,16	0,90	Туф (в)	Не указан	»	Веселовская, 1950 (№ 224)
7a	0,05	0,28	0,22	0,82	Оливиновый базальт (в)	Ирландия	»	Дир и др., 1965 (табл. 5, № 3)
8a	0,03	0,24	0,19	0,77	Базальт	США	Титанистый авгит	Holzner, 1934 (№ 13)
90	0,12	0,39	0,50	0,87	Включение в базальте	Венгрия	То же	Тот же (№ 11)
10	—	0,25	—	—	Сиенит	Канарские о-ва	—	Le Bas, 1962

Таблица 3 (окончание)

№ п. п.	Коэффициенты формулы				Горная порода	Район	Исходное название	Литературный источник
	Na, X	Al, Z	R ³⁺ , Y	Ca, X				
11	—	0,25	—	—	Трахит (в)	ФРГ	Авгит	Le Bas, 1962
12	0,04	0,26	0,24	0,86	Трахиадезит (в)	Япония	Алюминиевый титанавгит	Aoki, 1964 (№ 11)
13а	0,07	0,25	0,21	0,84	?	Килиманджаро	Авгит	Dixon, Kennedy, 1933
14	—	0,29	—	—	Эссексит	ФРГ	Титанистый авгит	Le Bas, 1962
15	0,07	0,29	0,24	0,90	Эссексит-порфир (в)	»	То же	Holzner, 1934 (№ 1)
16	0,06	0,31	0,26	0,92	Нефелиновый долерит (зоны песочных часов)	Лёбау, ГДР	» »	Тот же (№ 4)
17	0,06	0,30	0,24	0,92	То же	» »	» »	» » (№ 5)
18	0,07	0,30	0,23	0,91	» »	» »	» »	» » (№ 6)
19	—	0,31	—	—	» »	» »	» »	Le Bas, 1962
20	0,08	0,34	0,17	0,89	» »	ФРГ	» »	Holzner, 1934 (№ 7)
21	0,07	0,30	0,24	0,90	» »	» »	» »	Тот же (№ 8)
22	0,06	0,26	0,20	0,92	» »	» »	» »	» » (№ 9)
23о	0,12	0,27	0,26	0,87	» »	» »	» »	» » (№ 10)
24	0,06	0,25	0,15	0,89	Тешенит	Австралия	—	Le Bas, 1962 (табл. 2)
25	0,07	0,31	0,25	0,90	»	Польша	Титанистый авгит	Дир и др., 1965 (табл. 20, № 1)
26а	0,06	0,25	0,21	0,83	Керсутитовый тешенит	Япония	То же	Aoki, 1964 (№ 22)
27	—	0,25	—	—	Тералит	Западный Сиам	—	Le Bas, 1962
28	—	0,29	—	—	»	Новая Зеландия	—	Тот же
29	—	0,32	—	—	»	Лугар-Силл	—	» »
30	—	0,25	—	—	Щелочной базальт (в)	Япония	—	Le Bas, 1962
31	0,04	0,28	0,26	0,87	То же	Италия	Ферроавгит	Дир и др., 1965 (табл. 17, № 24)
32	0,07	0,27	0,21	0,88	» »	Корея	Титанистый авгит	Aoki, 1964 (№ 18)
33а	0,05	0,25	0,27	0,79	Трахибазальт (в)	Япония	Алюминиевый титанавгит	Тот же (№ 13)
34	0,05	0,59	0,61	—	Тефрит	Капверден	Титанистый авгит	Doelter, 1914 (№ 119)
35	0,08	0,24	0,21	0,92	Лейцит-нефелиновый базальт	ФРГ	То же	Holzner, 1934 (№ 17)
36	0,01	0,49	0,39	0,97	Якупирангит (в)	Канада	Пироксен	Peacor, 1967
37	0,00	0,38	0,33	0,95	Якупирангит	»	Титанистый авгит	Warren, Allen, 1916
38	0,00	0,38	—	—	Нефелиновая порода	Испания	—	Le Bas, 1962
39о	0,18	0,32	0,50	0,82	Мваскитовый фонолит (в)	Франция	Клинопироксен	Varet, 1969 (№ 1)
40а	0,06	0,29	0,30	0,83	Фонолит (в)	»	»	Lefèvre, 1969 (№ 3)
41а	0,06	0,31	0,29	0,83	»	»	»	Тот же (№ 6)
42	—	0,34	—	—	Фонолит	ФРГ	—	Le Bas, 1962
43	—	0,28	—	—	Нефелинит	»	—	Тот же
44	—	0,31	—	—	Лава (в)	Конго	—	» »

Примечание. См. примечания 1 и 2 к табл. 2. (в) — вкрапленники. 3. См. еще четыре фассаита (Dixon, Kennedy, 1933) и три (Doelter, 1914).

Своеобразны марганцевый фассаит магнизиальных скарнов СССР (см. табл. 2, ан. 9) с 0,2 Мп в Y и омфациит — фассаит известковых скарнов СССР (ан. 17), в котором 0,15 Са находится в Y . Интересны фассаиты из нефелинизированных пироксенитов СССР (см. табл. 2, ан. 23, 24) и омфацииты — фассаиты из апатит-пироксенового и апатит-магнетит-пироксенового включений в щелочных базальтах ФРГ (ан. 13, 14). Следовательно, воздействие щелочной магмы приводит не только к эгиринизации пироксенов, т. е. обогащению их Na в X и Fe^{3+} в Y (при повышенных потенциале кислорода и температуре), но и к фассаитизации пироксенов, т. е. к обогащению их Al в Z и (Al, Fe^{3+} , Ti^{3+}) в Y . Согласно теории кислотно-щелочного взаимодействия Д. С. Коржинского (1960), эгиринизация осуществляется при повышенном потенциале щелочи (Na), а фассаитизация — при пониженном.

Фассаит магматических пород

Моноклинный пироксен магматических пород с таким же, как у метасоматического фассаита, содержанием Al в Z и R^{3+} в Y тоже должен именоваться фассаитом. В СССР он установлен среди различных по химизму глубинных и излившихся пород: в пироксенитах и эклогитах, в долеритах (трапгах) и габбро-диабазе, в андезитах и их порфиритах, в габбро-сиените и трахибазальте, в уртите и в ийолитах (табл. 3, ан. 1—20). За границей магматический фассаит выявлен в еще большем наборе горных пород; его встречаемость в 2,5 раза выше, чем метасоматического (51 анализ против 18). Он наиболее распространен в щелочно-основных глубинных и излившихся породах (ан. 13—35), част в основных (ан. 1—9) и в щелочных (ан. 36—44) интрузивах и эффузивах, редок в субщелочных эффузивах и интрузивах (ан. 10—12).

Таким образом, фассаит может встречаться в любых бедных кремнеземом изверженных породах: ультраосновных, основных и средних, субщелочных, щелочно-основных и щелочных. В породах нормального ряда фассаит развит вместо диопсида-геденбергита или авгита и омфациита, в породах щелочного ряда — вместо эгирина-диопсида, эгирина-геденбергита или эгирина.

Если пироксен представлен фассаитом, а не другими кальциевыми или натрово-кальциевыми пироксенами, типоморфные парагенезисы разнообразных магматических горных пород остаются прежними. Имеются в виду мономинеральные образования — пироксениты или сегрегации вкрапленников в лавах, ассоциации с плагиоклазом, гранатом, нефелином и многие другие. Некоторые магматические парагенезисы фассаита похожи на метасоматические. Своеобразны парагенезисы пироксенов, переходных от фассаитов к омфацитам.

Физико-химический анализ магматических парагенезисов фассаитов сводится по существу к определению причин обогащения кальциевых и натрово-кальциевых пироксенов Al в Z и Al, Fe^{3+} в Y до пределов фассаита. Таких причин, которые взаимосвязаны, намечается несколько.

Кристаллохимическая обусловленность вхождения больших количеств Al в структуру фассаита с сохранением ее стабильности. Из четырех катионных мест Al занимает от 0,5 до 1 и, распределяясь по двум позициям Z и Y , преобладает в Z . Полной компенсации нет: R^{3+} в Y меньше, чем Al в Z (см. табл. 2, 3).

Режим кислотности — щелочности при кристаллизации из расплава действует, как и при метасоматозе. Изменением кислотности — щелочности среды определяется, по Д. С. Коржинскому (1960), изменение содержания Al; точнее, понижение активности щелочей вызывает вытеснение более слабой кислоты более сильной ($Si \rightarrow Al$), а более сильного основания — более слабым (Fe^{2+} , $Mg \rightarrow Al$). Замещение в кислот-

ном радикале Si на больший ион Al, а в основном радикале — Mg и Fe²⁺ на меньший ион Al обусловлено понижением щелочности (Na). Влияние кислотности — щелочности на состав моноклинных пироксенов магматических пород (Виленский, Зедгенизов, 1969) рассмотрено на основе отношения (Na+K) : Al к Si без выделения фассаитов и без учета трех типов Al в пироксенах: Al(Fe³⁺) в Y в связи с Al в Z и Al(Fe³⁺) в Y в связи с Na в X. (Высокое содержание Fe³⁺ — признак повышенного потенциала кислорода или его парциального давления.) Поэтому выводы об обогащенности клинопироксенов никеленосных трапповых интрузивов Al (а пироксен — авгит, а не фассаит) и о максимальном количестве Al в клинопироксенах основных недосыщенных кремнекислотой породах (см. табл. 3) неточны.

Режим температуры и давления. При искусственной кристаллизации плавных базальтов (Рашин, 1959) известный пироксен обогащается Al в условиях неравномерного, скачкообразного охлаждения при атмосферном давлении. Из шихты соответствующего состава фассаит синтезирован при атмосферном давлении, но при равномерном спаде температуры (Цветков, 1951; Sakata, 1957, и др.). Однако кристаллохимически нахождение Al в шестерной координации (т. е. в Y) — признак повышенного давления при кристаллизации силикатов (Соболев, 1949), в том числе фассаитов. Согласно геологическим наблюдениям (Le Bas, 1962), возрастающие нагрузки способствуют вхождению Al в Y больше, чем в Z. Повышение температуры обуславливает, например, вхождение в диопсиды-геденбергиты Na в X и R³⁺ в Y (Перчук, Кононова, 1970). При тех же парагенезисах, но разном составе пироксена, при разных парагенезисах, но одинаковом составе пироксена (фассаита) допускается качественно иная разница не только в активности Na, но и в значениях давления и температуры.

Распределение Al между пироксеном и сосуществующим с ним другим минералом. В сообществе с плагиоклазом более идиоморфный, больших размеров и преобладающий пироксен обычно обогащен Al, вплоть до фассаита (см. табл. 3); ксеноморфный, меньших размеров и подчиненный плагиоклазу пироксен обеднен Al или лишен его. Такие отношения интерпретировались как последовательность кристаллизации: пироксен до плагиоклаза и после него. Согласно парагенетическому учению Д. С. Коржинского, они трактуются как совместная кристаллизация обоих минералов с большей силой роста той кристаллической фазы, концентрация компонентов которой в расплаве большая. Такие же взаимоотношения и распределение Al и у сосуществующих пироксена (часто фассаита) и нефелина. Они намечаются у пары пироксен (фассаит) — гранат.

Значение состава расплава и роль дифференциации. Направленностью дифференциации обусловлен состав того расплава, из которого кристаллизуются фассаитовые породы. Его химизм не может не влиять на состав образующихся минералов, хотя заметные коррективы в этот процесс вносят степень активности Na и перепадов давления и температуры. По Ле Басу (Le Bas, 1962), количество Al в Z в клинопироксенах возрастает с дифференциацией щелочных магм и падает с дифференциацией известково-щелочных: чем больше в пироксенах (Ca+Na+K), тем больше в них Al в Z. При дифференциации магмы, богатой Al, содержание Na в пироксенах уменьшается, но возрастает во всех других типах магм.

Заключение

1. Пироксены с 0,25—0,50 Al в Z и соответствующим количеством Al, Fe³⁺, Ti³⁺ в Y как метасоматического, так и магматического происхождения следует именовать фассаитами. Фассаиты по 0,25 Al в Z отделяются от диопсидов-геденбергитов и авгитов, у которых до 0,24 Al в Z. По 1,00 —

0,85 Са в X они похожи на диопсиды-геденбергиты и только некоторые с 0,84—0,77 Са в X — на авгиты. Выявлены фассаиты, отклоняющиеся к омфацитам: помимо Al в Z и R^{3+} в Y они содержат до 0,12—0,22 Na в X в связи с R^{3+} в Y.

2. Генетический подход к наименованию видов пироксенов, как видно из рассмотренного примера, себя не оправдал. Горная порода и парагенезис пироксена не определяют точно его состав и не служат основанием для названия. Сходные по названию и парагенезисам горные породы могут содержать разные виды пироксенов и наоборот. Выделение типоморфных пироксенов, свойственных определенным парагенезисам, часто приводит к объединению разных пироксенов под одним названием или объединению одних и тех же пироксенов под разными названиями.

Фассаиты, диопсиды-геденбергиты и авгиты, у которых значения Al в Z и Са в X колеблются вблизи их границ, иногда присутствуют в одной породе и даже слагают зоны одного кристалла.

3. Фассаиты встречаются в разнообразных метасоматических породах преимущественно магматической стадии и во всех бедных кремнеземом типах эффузивных и интрузивных пород нормальной и щелочной серий с их ультраосновным, основным и средним рядами.

Парагенезисы метасоматических и магматических фассаитов большей частью неодинаковы. Для большинства метасоматических фассаитов с помощью парагенетического анализа установлены физико-химические условия их образования. Для магматических фассаитов полный анализ парагенезисов еще предстоит провести. Объяснение причин высокого содержания в фассаите Al в Z и в Y — ключ к пониманию его магматических парагенезисов и в итоге — условий образования.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреева Е. Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. Изд-во «Наука», 1968.
- Бобривич А. П., Бондаренко М. Н., Гневушев М. А. и др. Алмазные месторождения Якутии. Госгеолтехиздат, 1959.
- Веселовская М. М. Химико-минералогическое исследование в области пироксенов диопсид-авгитового ряда. — Труды ГИН АН СССР, серия петрогр., 1950, вып. 86, № 33.
- Виленский А. М. Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. Изд-во «Наука», 1967.
- Виленский А. М., Зедгенизов А. Н. О влиянии щелочности на состав магматических клинопироксенов. — Докл. АН СССР, серия геол., 1969, 186, № 2.
- Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свейникова Е. В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 65.
- Гинзбург И. В. Опыт уточнения систематики пироксенов со структурой типа диопсида. пр. гр. С2/с. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1966, 41, вып. 5.
- Гинзбург И. В. Пример несмесимости природных пироксенов: диопсида и фассаита и критерии несмесимости. — Докл. АН СССР, 1969, 186, № 2.
- Гинзбург И. В. К упорядочению наименований пироксенов в СССР. — В кн. «Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания». Баку, 1969.
- Гинзбург И. В. Обзор систематики пироксенов. — В кн. «Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса». Изд-во «Наука», 1970.
- Гинзбург И. В., Телешова Р. Л., Осолодкина Г. А., Унанова О. Г. Вариации состава одних и тех же пироксенов (по данным химических анализов). — В кн. «Новые данные о минералах СССР». Вып. 20. Изд-во «Наука», 1971.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. Изд-во «Мир», 1965.
- Еникеев М. Р. Чаткальский диопсид-авгит. — Записки Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1951, вып. 2.
- Жариков В. Я., Власова Д. К., Перцев Н. Н. Типоморфные минералы и минеральные ассоциации скарнов. — В кн. «Тезисы докладов к совещанию по типоморфизму минералов». М., 1969.
- Кононова В. А. Ургит-ийолитовые интрузии юго-восточной Тувы и некоторые вопросы их генезиса. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 60.
- Коржинский Д. С. Кислотность-щелочность как главный фактор метасоматических и послемагматических процессов. — В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.

- Костюк В. П., Базарова Т. Ю. Петрология щелочных пород восточной части Восточного Саяна. Изд-во «Наука», 1966.
- Мамедов А. И., Махмудов С. А. Об авгите из андезитов горы Сарымсаглы. — Докл. АН Азерб. ССР, 1957, 13, № 10.
- Перчук Л. Л., Кононова В. А. Диаграмма фазового равновесия для парагенезиса нефелин — пироксен. — Докл. АН СССР, серия геол., 1970, 192, № 2.
- Пискарская Е. К. О пироксене из скарнов побережья реки Уж на Волыни. — Мин. сб. Львовск. ун-та, 1965, № 19, вып. 1.
- Половинкина Ю. И. О так называемых монцонитах Фрисарки (Украина) и их генезисе. — В кн. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Изд-во АН СССР, 1961.
- Рашии Г. А. Роль алюминия в минералообразовании при кристаллизации основных силикатных расплавов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 12.
- Руб М. Г., Залищак Б. Л. Щелочные интрузивные породы Приморского края. — Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 10.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовск. ун-та, 1949.
- Соболев Н. В., Кузнецова И. К. Новые данные по минералогии эклогитов из кимберлитовых трубок Якутии. — Докл. АН СССР, 1965, 163, № 2.
- Флеров Г. Б., Долгова Т. В. Пироксены. — В кн. «Оптические и петрохимические исследования магматических образований Центральной Камчатки». Изд-во «Наука», 1967.
- Хмарук Т. Г., Щербаков И. Б. Зелені клінопіроксени метасоматитів Приазов'я та Побужжя. — Труды Ин-та геол. АН Укр. ССР, серия петрогр., минерал., геох., 1963, вып. 20.
- Цветков А. И. Изоморфные замещения в группе бесщелочных пироксенов. — Труды ГИН АН СССР, серия петрогр., 1951, вып. 138, № 41.
- Шабьнин Л. И. О фассаитовом характере пироксенов магнезиальных скарнов. — Докл. АН СССР, 1969, 187, № 6.
- Юдина В. В. Траппы и аподолеритовые метасоматиты реки Большой Ботубобии. Изд-во «Наука», 1965.
- Юдина В. В. Некоторые явления метаморфизма и метасоматизма, связанные с Талнахской дифференцированной интрузией габбро-долеритов (Норильский район). — В кн. «Соотношение магматизма и метасоматоза в генезисе ультрабазитов». Изд-во «Наука», 1965.
- Aoki K. Clinopyroxenes from alkaline rocks of Japan. — Amer. Min., 1964, 49, № 11—12.
- Aoki K., Kushiro I. Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel. — Contribs Mineral., Petrol., 1968, 18, № 4.
- Dixon B. E., Kennedy W. Q. Optically uniaxial titanaugite from Aberdeenshire. — Zeit. Krist., 1933, 86, Hf. 1—2.
- Doelter C. Handbuch der Mineralchemie. Bd. 2, Hf. 1. Leipzig, 1914.
- Ginzburg I. V. An attempt to rationalize the classification of natural pyroxenes of space group C2/c. — Paper, proc. 5th General meeting IMA, Cambridge, England, 1966. Min. Soc. London, 1968.
- Hess H. H. Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes. — Amer. Min., 1949, 34, № 9—10.
- Holzner J. Beiträge zur Chemie und optik sanduhrförmiger titanaugite. — Zeit. Krist., 1934, 87, Hf. 1—2.
- Knopf A., Lee D. E. Fassait from Helena, Montana. — Amer. Min., 1957, 42, N 1—2.
- Le Bas M. J. The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation of their parentage. — Amer. J. Sci., 1962, 260.
- Lefèvre C. Remarques sur la valeur du paramètre *b* de la maille des clinopyroxenes. — Bull. Soc. Franç. Miner. Crist., 1962, 92, № 1.
- Peacor D. R. Refinement of the crystal structure of pyroxene of formula $M_1M_2(Si_{1.5}Al_{0.5})O_6$. — Amer. Min., 1967, 52, № 1—2.
- Sakata Y. Unit-cell dimensions of synthetic aluminian diopside. — Japan J. Geol. geogr., 1957, 28, № 4.
- Tilley C. G. Aluminous pyroxenes in metamorphosed limestone. — Geol. Mag., 1938, 38, № 884.
- Tröger E. Über den Fassait und über die Einteilung der Klinopyroxene. — Neues Jahrb. Mineral. Monat., 1951, Hf. 6.
- Varet J. Les pyroxenes des phonolites du Cantel (Auverges, France) — Neues Jahrb. Mineral. Monat., 1969, № 4.
- Warren C. H., Allen J. A. A titaniferous augite from Ice River, British Columbia. — Amer. J. Sci., 1916, 43, № 253.