

Л. И. ШАБЫНИН, О. Г. УНАНОВА

**О ФАССАИТАХ ИЗ СКАРНОВ ВЕЗУВИАНОВОЙ ГОРКИ
И ДРУГИХ УЧАСТКОВ РАЙОНА КЕДАБЕКСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ И О ПРИРОДЕ ЭТИХ СКАРНОВ**

Скарны, о которых пойдет речь, давно привлекают внимание геологов и минералогов своим минеральным составом. Этим скарнам и отдельным их минералам посвящена значительная литература (Когп, 1883; Федоров, 1901, 1903; Успенский, 1910; Чирвинский, 1914; Паффенгольд, 1932; Барсанов, 1949; Махмудов, 1960; Керимов, 1963). При этом почти все перечисленные исследования осуществлялись на материале скарнов, развитых на небольшом участке, носящем название Везувиановая горка.

За исключением Е. С. Федорова, считавшего рассматриваемые скарны магматическими образованиями, исследователи помещали их в группу обычных известковых скарнов, возникших на контакте известняков лузитанского яруса с гранодиоритами. Так как описание местоположения, общей геологии и минерального состава скарнов Везувиановой горки имеется в ряде работ, в частности у Г. П. Барсанова (1949) и Г. И. Керимова (1963), здесь, по данным этих авторов, приводятся лишь необходимые сведения.

Скарны обнажаются в виде небольшого линзообразного тела в восточной части метаморфической толщи Кедабека. Карбонатные породы («юрские известняки») в месторождении почти не сохранились. Известен выход крупнозернистых кальцитовых мраморов площадью около 12 м² вблизи скарнов на Везувиановой горке.

Активными интрузивными породами являются гранодиориты, в эндоконтакте которых имеется зона повышенной основности. Среди скарнов месторождения широко распространены пироксен-гранат-плагиоклазовые породы, в которых везувиан не встречается, а также везувиан-гроссуляровые, везувиан-геленитовые и везувиановые скарны, в которых обычно присутствуют ксантофиллит, кальцит, а также скаполит, волластонит, диопсид и более редкие — битовнит (анортит) и плеонаст. Диопсид местами является основным минералом скарна и замещается гроссуляром и везувианом. Волластонит появляется в скарне вместе с диопсидом. Характерно присутствие в его составе MgO (0,3 вес. %). Высокое содержание магния свойственно и везувиану Кедабека ($\approx 3,5$ вес. %). Среди гранатов имеются довезувиановые и послевезувиановые (последние несколько более железистые). Везувианосодержащие разновидности пород заключены в гранат-пироксеновых инъецированных скарнах, но с востока непосредственно граничат с диоритовым дифференциатом гранодиоритов.

Преобладают трех-четырёхминеральные скарны. Количественный минеральный состав везувианосодержащих разновидностей изменчив: гроссуляр отсутствует лишь иногда, обычно составляя 4—52% объема породы, количества же геленита и везувиана в отдельности достигают 90—95%. Та-

ким образом, содержание Al_2O_3 для большинства охарактеризованных образцов (например, для образца из 45,1% геленита, 6,5% везувиана, 43,1% гроссуляра и 5,3% кальцита) ориентировочно составит не менее 12—15 вес. %.

Все это очень близко напоминает магнезиальноскарновые месторождения с интенсивным известковоскарновым преобразованием скарнов магматической стадии, когда даже породы внешних зон метасоматической колонки (если они были) оказываются нацело замещенными. Преобладание высокоглиноземистых минералов и общее высокое содержание глинозема полностью исключали возможность представления о скарнах как образованиях, возникших на месте чистых известняков (Шабынин, Заревич, 1967).

Совокупность особенностей скарнов Кедабека привела нас к мысли, что они принадлежат к магнезиальноскарновой формации. Чтобы удостовериться в этом, в 1967 г. была предпринята поездка на месторождение, которая полностью подтвердила наше предположение о природе этих скарнов. Были осмотрены два участка: Везувиановая горка и южный склон субширотной долины севернее здания Исполкома. Ниже приводятся новые общие данные о скарнах Кедабека.

В основании Везувиановой горки в колее проходящей здесь дороги обнажаются диориты с ксенолитами шпинель-фассаитовых скарнов. Размеры отдельных ксенолитов около $2,5 \times 1,0$ м, очертания неправильные, границы с диоритом резкие. Хорошо представленная в шлифах экзозона анортит-фассаитовой околоскарновой породы внешне не выделяется. В массе скарна обильны микроапофизы диорита с частичным пропитыванием массы скарна магматической породой. При этом возникают типичные гибридные магматические породы, состав которых близок к габбро. Подавляющая часть скарнов выглядит совершенно свежей. Замещение известковыми скарнами практически отсутствует, и шпинель хорошо сохранилась. Лишь вдоль границ с интрузивной породой развиваются роговая обманка, частично эпидот и гранат, замещающие пироксен скарна и полевые шпаты магматической породы.

Выше склон Везувиановой горки задернован и покрыт щебенистым делювием, еще выше и южнее на нем имеются точечные выходы диоритов и скарнов, представленных в основном гроссуляр-везувиановой разностью. Однако в нескольких местах появляются мелкие линзочки почти мономинерального геленитового скарна. Эти линзочки выглядят реликтами более крупных масс геленита, замещенных везувиановым и гранатовым скарнами. Замещение в обнажениях выражено очень четко. Рассматриваемые обнажения скарнов располагаются по склону в 2—3 м выше диоритов и явно относятся к области внешнего контакта последних, в котором и находится описанная предшествующими исследователями часть Везувиановой горки. Над геленитовыми «линзочками» в везувиановом с гроссуляром скарне расположены разобщенные гнезда грубокристаллической кальцитовой породы с переменными количествами волластонита и везувиана. Упомянутый Г. П. Барсановым (1949) и Г. И. Керимовым (1963) «мрамор» на Везувиановой горке представлен именно такой грубокристаллической (размер зерен до 1—2 см) кальцитовой породой, в которой мелкозернистый мрамор образует лишь совсем небольшой островок.

В сравнительно лучше обнаженной части скарнового контакта кварцевого диорита (южнее упомянутых «мраморов») интрузивные породы и часть скарнов сильно изменены выветриванием. Поверхность контакта здесь сложная, изрезанная лишь частично вскрытыми апофизами в скарнах экзоконтакта. На отдельных отрезках последнего видно следующее расположение скарновых пород.

В эндоконтакте: интрузивная порода (кварцевый диорит, до габбро-диорита) — пироксен-плаггиоклазовая (реже скаполитовая с обилием сфена) околоскарновая порода — скарн пироксен-гранатовый \pm волластонит. Жи-

лы гранатового скарна проходят и в околоскарновую, и в интрузивную породу.

В экзоконтакте зональность не распознается (вследствие выветрелости пород), хотя состав скарна в различных местах меняется. Непосредственно граничащие с эндоскарном породы в основном являются кальцит-пироксен-гранатовыми или везувиановыми, в которых то большую, то меньшую роль играет волластонит. Последний нередко сильно замещен апофиллитом. Четкую границу между существенно гранатовыми скарнами обеих частей контакта в поле провести трудно.

Выше по склону за гранат-везувиановым скарном преобладает делювий с отдельными точечными выходами коренных пород кальцит-ксантофиллит-везувиан-пироксенового состава. В этом скарне кроме фассаита местами сохранились зерна зеленовато-голубой шпинели, замещаемой ксантофиллитом, гроссуляром и везувианом, однако остатки неизмененного шпинель-фассаитового скарна не обнаружены.

Формирование скарнов Везувиановой горки «преимущественно за счет известняков и частично за счет подстилающих вулканогенно-осадочных пород» (Керимов, 1963, стр. 89) не подтверждается. Среди скарнов участка полностью отсутствуют разности, которые хотя бы отдаленно напоминали скарны по вулканогенным породам. Кроме того, элементы залегания пород (почти вертикальное падение) как на горке, так и в пачке роговиков с запада в условиях, по-видимому, малой протяженности в глубину обрывка кровли, слагающего Везувиановую горку (едва ли более 20—25 м), исключают возможность подстилания подвергшейся скарновому замещению карбонатной породы иными породами.

Второй участок распространения скарнов представлен довольно обширным глыбовым отвалом из засыпанного котлована под строительство дома и многочисленными глыбами в каменных заборах, сложенных из материала, выкопанного на примыкающих огородах. Крупные размеры, остроугольность глыб и свежесть в них скарнов не оставляют сомнений в том, что котлован вскрывал коренные породы. По-видимому, прикрытые делювием выходы скарнов занимают значительную часть южного склона холма, у подошвы которого (и, вероятно, языками вверх) расположился интрузив гранодиоритов. О наличии здесь контакта с интрузивом можно заключить по глыбам гранитоидов среди глыб скарна, а также по обилию пересечений скарнов гранитоидными жилами различной мощности (рис. 1).

Как и в обнажении у подножия Везувиановой горки, где наблюдаются аналогичные явления, скарны имеют здесь шпинель-фассаитовый состав и отличаются почти полным отсутствием минералов послемагматических ассоциаций. Из последних отмечены: роговая обманка, гранат, ксантофиллит, скаполит и минералы эпидотовой группы, среди которых имеется красиво окрашенный тулит.

Кроме ксенолитов шпинель-пироксеновых скарнов, в глыбах гранодиоритов встречаются в различной мере резорбированные ксенолиты роговиков. Крупные выходы последних имеются на противоположном борту долины.

Как уже отмечалось, минеральный состав и особенности главных минералов скарнов Везувиановой горки исследованы и описаны в ряде работ. Поэтому мы остановимся лишь на особенностях вещественного состава магнезиальных скарнов и их минералах.

Магнезиальные скарны магматической стадии. Метасоматическая зональность скарновых контактов месторождения не могла быть изучена нами сколько-нибудь полно, особенно во внешних зонах. Препятствовала плохая обнаженность. Однако можно отметить отсутствие пород внешних зон метасоматической колонки в делювии и в имеющихся выходах. Предположительно это можно объяснить небольшими объемами доломитовых тел и очень интенсивной их гранитизацией, при которой внешние зоны колонки оказались нацело вытесненными ее тыловыми зонами (Шабынин, 1961). На Ве-

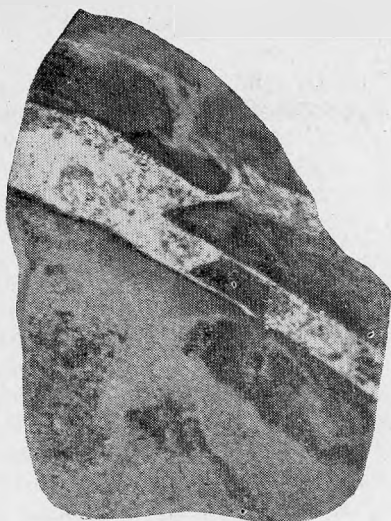


Рис. 1. Жилка кварцевого монзонита в шпинель (темное)-фассаитовом скарне, обр. 153. $\frac{1}{2}$ натур. вел.

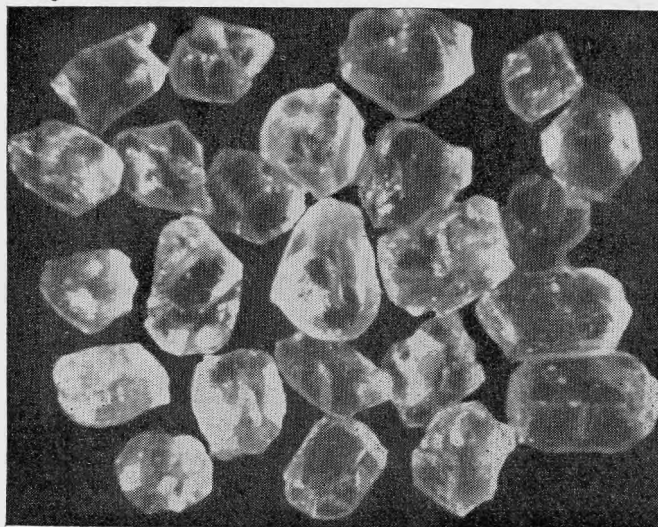


Рис. 2. Зерна фассаита различной формы, освобожденные из шпинельсодержащих скарнов, взятые из трех месторождений. Увел. 35

зувиановой горке, кроме того, сказалось очень сильное послемагматическое известковоскарновое преобразование исходных магнезиальных скарнов и раздоломичивание с перекристаллизацией остатков исходных мраморов.

Шпинель-пироксеновые скарны обоих участков внешне совершенно одинаковы. Они неотличимы и от аналогичных скарнов большого числа других магнезиальноскарновых месторождений. Характерно выражены желтовато-зеленая и голубовато-зеленая окраска породы, близкие к изометричным формы зерен пироксена и неравномерность распределения шпинели (плеонаст с $N=1,738-1,472$). На рис. 2 видны зерна пироксена из скарна Кедабека, перемешанные примерно с равными количествами зерен пироксенов из таких же скарнов месторождений Малко Тырново (Болгария) и Таежное (Якутия).

**Химический состав и оптические свойства пироксенов магнезиальноскарновых пород
Кедабекского месторождения**

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	46,20	43,70	47,20	45,00
TiO ₂	0,50	0,55	0,72	0,75
Al ₂ O ₃	10,35	13,95	8,30	12,40
Fe ₂ O ₃	4,02	4,23	3,38	3,85
FeO	0,70	0,92	2,78	1,58
MnO	0,23	0,30	0,17	0,14
MgO	12,81	10,89	11,81	10,80
CaO	25,10	25,30	25,40	25,40
Na ₂ O	0,07	0,05	0,08	0,07
K ₂ O	0,03	0,02	0,02	0,03
H ₂ O ⁻	0,30	0,30	0,30	0,30
H ₂ O ⁺	0,20	0,20	0,20	0,20
С у м м а	100,51	100,41	100,36	100,47
Уд. вес	—	—	—	3,32
n_g	1,723	1,727	1,717	1,729
n_p	1,696	1,700	1,687	1,702
$c : Ng$ в град.	43	43	42	44
$2VD$ в град.	59	60 ^{1/2}	59	57
$\rho - v$ в град.	3	3	3	3 ^{1/2}
$m = \frac{Fe}{Fe + Mg} \cdot 100$	15,9	19,2	12,5	20,4
$al = \frac{Al}{Si + Al + Fe + Mg} \times 100$	15,0	22,0	15,8	18,3
Ассоциация	Шпинель ($N = 1,739$)	Шпинель	Анортит	Плагиоклаз, гроссуляр ($N = 1,760$)

Кристаллохимические формулы пироксенов

- 1 (обр. 121). $(Ca_{0,99}Na_{0,01})(Mg_{0,70}Fe_{0,02}^{2+}Fe_{0,11}^{3+}Al_{0,15}Mn_{0,01}Ti_{0,01})[Si_{1,70}Al_{0,30}]O_6$.
- 2 (обр. 138). $Ca_{1,00}(Mg_{0,60}Fe_{0,02}^{2+}Fe_{0,15}^{3+}Al_{0,21}Mn_{0,01}Ti_{0,01})[Si_{1,61}Al_{0,39}]O_6$.
- 3 (обр. 141). $Ca_{1,01}(Mg_{0,66}Fe_{0,09}^{2+}Fe_{0,10}^{3+}Al_{0,13}Ti_{0,02})[Si_{1,76}Al_{0,23}]O_6$.
- 4 (обр. 132). $(Ca_{1,01}Na_{0,01})(Mg_{0,60}Fe_{0,05}^{2+}Fe_{0,10}^{3+}Al_{0,23}Ti_{0,02})[Si_{1,67}Al_{0,31}]O_6$.

Химические анализы выполнены О. Г. Унановой.

В шлифах пироксен из описываемых скарнов обладает сильной дисперсией оптических осей. При этом диспергирует почти только ось *B* (ближайшая к кристаллографической оси *c*). При величине угла оптических осей $2V_D$ 57—60° значение $2V_C - 2V_F$ составляет 2^{1/2}—3° (по замерам в четырех образцах с различных участков). Соответственно $\lambda = 589$ (*D*), 620 (*C*) и 486 мкм (*F*). Величины $c : Ng$ изменяются в пределах 41—43°. Эти особенности пироксена вместе с особенностями его химического состава (см. таблицу, ан. 1 и 2), в частности, высокое содержание глинозема, в том числе Al₂, сильное преобладание Fe₂O₃ над FeO, количество кальция на уровне диопсида, определяют минерал как типичный фассаит (Tilley, 1938; Tröger, 1951; Гинзбург, Сидоренко, 1964). Об этом же вполне определенно сви-

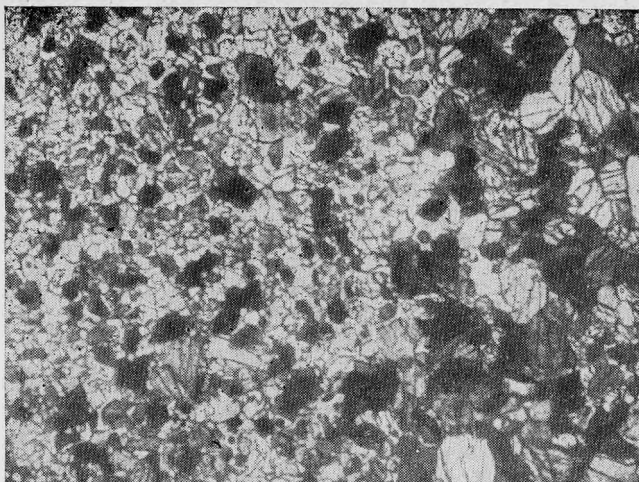


Рис. 3. Развитие анортита (светлое с низким рельефом) из стыков зерен фассаита с их замещением. Все плагиоклазовые выделения принадлежат одному кристаллическому зерну и находятся в одной оптической ориентировке. Аподолмитовая околоскарновая порода на контакте с кварцевым диоритом, сбр. 149. Никколи скрещены, увел. 30

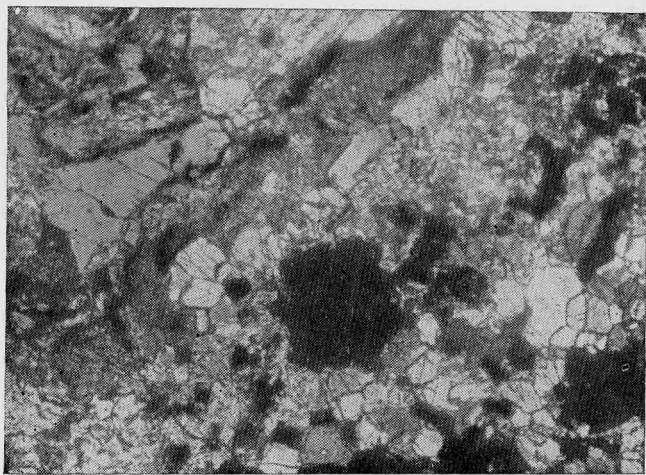


Рис. 4. Друзитовые сростки состава фассаит+анортит в полоске, отделяющей кварцевый диорит (слева сверху) от шпинель-фассаитового скарна. Видно замещение анортитом шпинели (черное) и фассаита, обр. 153. Без анализатора, увел. 30

детельствует и высокое светопреломление анализированных пироксенов при небольшой их общей железистости.

Следует заметить, что оптические свойства пироксенов из известковых скарнов Везувиановой горки из ассоциаций со шпинелью, геленитом, ксантофиллитом, гроссуляром и везувианом различны. Абсолютно преобладающий пироксен, подвергающийся замещению перечисленными послемагматическими минералами, полностью соответствует фассаиту, пироксен же, замещающий гранаты, представлен, по-видимому, глиноземсодержащим салитом (салит-авгитом).

Кроме шпинели, в фассаитовых скарнах месторождения отмечены акцессорный апатит и в некоторых образцах основной плагиоклаз, который замещает шпинель и фассаит (рис. 3, 4) и представлен анортитом. Измерения n_g плагиоклаза в иммерсии для трех образцов показали величину 1,582, а значения угла погасания $c:Ng$ в сечениях, перпендикулярных (001) и (010), колебались в пределах 43—41°. Эти константы соответствуют плагиоклазам с 92—85% анортитовой составляющей. Как правило, анортит в массе скарна появляется лишь вблизи зоны плагиоклаз-пироксеновой околоскарновой породы. Следует подчеркнуть, что ни на том, ни на другом участке в составе шпинель-пироксеновых скарнов не были отмечены флогопит и паргасит. Эта особенность рассматриваемых скарнов указывает, что в процессе их послемагматического преобразования активность щелочей, особенно K_2O , в растворах была низкой.

Плагиоклаз-пироксеновые аподолмитовые околоскарновые породы, слагающие крайнюю тыловую зону метасоматической колонки магнезиальных скарнов магматической стадии (Шабынин и др., 1961), на обоих участках месторождения распространены широко. Они присутствуют во всех наблюдавшихся нами контактах между шпинель-фассаитовым скарном и активной интрузивной породой. Граница околоскарновой части шлифа с интрузивной породой, как правило, резкая, однако с удалением от нее нередко имеется своеобразно выраженный переход. В этих случаях со стороны кварцсодержащей массы может присутствовать друзитового строения пироксен-анортитовая микрополоска, за которой в направлении околоскарновой породы следует зернистая или монокристаллическая (в пределах части шлифа) зонка анортита (с пироксеном). Последняя сменяется столь же узкой зонкой, в которой изометрические зерна пироксена неравномерно замещаются основным плагиоклазом того же состава. В центральных частях обособлений плагиоклаза кое-где видны остатки плеонаста. К этой зонке примыкает уже шпинель-фассаитовая масса скарна.

Роговая обманка чаще всего развивается с замещением пироксена околоскарновой породы и полевых шпатов обеих частей контакта. Характерная деталь, отмеченная в нескольких случаях, — однородность оптической ориентировки зерен плагиоклаза околоскарновой породы и непосредственно граничащих с ними зерен плагиоклазов интрузивной породы. При этом последние соприкасаются с битовнитом и как бы наращивают выступающие концы его зерен. Битовнит здесь всегда отделен от кварца интрузивной породы более кислым плагиоклазом или авгитом.

Развитие плагиоклаза в скарновой массе часто происходит путем образования микрозернистых субграфических агрегатов фассаита и анортита. Контуры таких агрегатов клумбовидные, а размеры каждого из них соответствуют пространству, занимаемому группой зерен пироксена в остальной массе породы. Однако в сростках с плагиоклазом зерна фассаита в 10—15 раз мельче, чем в окружающей массе.

Сопоставление оптических свойств пироксена околоскарновой породы с особенностями его химического состава (см. таблицу, ан. 3 и 4) позволяет считать доказанной принадлежность и данного пироксена к фассаитам. На этом основании и с учетом оптических характеристик пироксенов из аналогичных околоскарновых пород многих других месторождений можно утверждать, что первичные пироксены пород рассматриваемой зоны метасоматической колонки магнезиальных скарнов во всех случаях являются фассаитами. Одной из главных причин данной закономерности может быть следующая. При вступлении трансмагматических растворов в основную среду доломитов валовая активность щелочей в них возрастает вследствие взаимодействия оснований в растворе (Коржинский, 1957, 1958, 1965). Соответственно увеличивается активность кислорода, и в составе возникающего пироксена главное значение приобретает железо в трехвалентной

форме. Именно последнее обуславливает высокое светопреломление фассаита, отличающее его от других клинопироксенов.

Необходимо подчеркнуть, что только исключительная свежесть шпинель-пироксеновых скарнов в ксенолитах обоих участков позволила установить закономерно постоянное присутствие микрозоны околоскарновой породы. Отсутствие послемагматических скарнов на контактах этих пород с интрузивами, характерное для Кедабека, является скорее редкостью, чем правилом. Учитывая это, а также легкость замещения основных плагиоклазов в условиях понижающейся температуры и снижения щелочности растворов, следует, очевидно, полагать, что отсутствие зоны околоскарновой породы в ряде контактов, аналогичных по генетическому типу, является лишь кажущимся и обусловлено позднейшими изменениями контактирующих пород.

В отдельных ксенолитах шпинель-пироксенового скарна небольшого размера отмечается интенсивное пропитывание породы магматическим материалом. При этом контуры ксенолита становятся уже расплывчатыми, а микроструктура породы приобретает гетерогенность. Отдельные участки возникающей гибридной породы имеют еще типичную для околоскарновых пород роговиковую структуру, структура же других обладает всеми признаками кристаллизации породы из расплава, заключавшего остатки зерен пироксена и плагиоклаза околоскарновой породы. Здесь наряду с однородными зернами андезина (An_{40}) встречаются зерна, центральные части которых сложены лабрадором (An_{60}) и более основным плагиоклазом. В таких участках пироксен представлен уже авгитом зеленым в шлифах. Наконец, значительно число участков, в которых порода имеет сравнительно однородную структуру, отличающуюся от габбровой, хотя минеральный состав породы отвечает габбро (авгит, лабрадор, примесь рудных зерен и сфена), иногда появляются зернышки кварца в интерстициях плагиоклаза и редкие зерна калиевого полевого шпата. Однако и в этих случаях зерна плагиоклаза имеют правильные узкие каемки более кислого состава.

Эти данные показывают, что в процессе магматического замещения магнезиальных скарнов Кедабека значительной была роль диффузии (Жариков, 1958, 1960), что и обусловило появление в краевых частях гранодиоритового массива Кедабека диоритовых и даже габброидных фаций. Наряду с этим в некоторых образцах из контактов с аподолмитовыми околоскарновыми породами в составе гранитоидов наблюдалось появление зон повышенной щелочности. При этом иногда кварц- и калишпатсодержащая порода содержит авгит (часто замещенный роговой обманкой), а иногда — соответствует монцониту.

Отмеченные явления в связи со скарнообразованием Г. И. Керимовым (1963) не рассмотрены и в построении выводов об условиях формирования Кедабекского интрузива не использованы. Их роль в наблюдаемом разнообразии интрузивных пород месторождения, в частности на участках развития скарнов, еще только предстоит исследовать.

Выводы

1. В пределах месторождения установлено широкое распространение типичных магнезиальных скарнов и околоскарновых пород магматической стадии. Кристаллический габитус, оптические свойства и химический состав клинопироксена, ассоциирующего в скарнах Кедабека со шпинелью и подвергающегося замещению минералами, богатыми глиноземом и магнием (геленитом, ксантофиллитом, везувияном, гроссуляром и др.), позволяют определить этот пироксен как фассаит. Выяснилось, что к фассаитам относятся также и клинопироксены указанных выше околоскарно-

вых пород, в которых он ассоциирует с основными плагиоклазами состава битовнит-анортит.

2. Совокупность особенностей известковых скарнов Везувиановой горки Кедабека: наличие в их составе перечисленных выше высокоглиноземистых и магнезиальных минералов, геологические взаимоотношения их с типичными магнезиальными (шпинель-фассаитовыми) скарнами и с породами активного интрузива — с полной определенностью указывают на принадлежность этих известковых скарнов к образованиям магнезиально-скарновой формации. Установление такого рода фактов в том или ином скарновом месторождении обычно заставляет пересматривать геологическую историю месторождения с момента становления интрузива. В условиях Кедабека, учитывая казавшуюся хорошей изученность его скарнов, упомянутые новые факты особенно ярко свидетельствуют о более широком распространении среди известных гипабиссальных скарновых месторождений той их части, которая относится к магнезиально-скарновой формации, о необходимости привлечения особенностей минерального парагенезиса скарнов в качестве основного признака при установлении принадлежности последних к известково- или магнезиально-скарновой формации (Шабынин, Заревич, 1967; Sabylin, 1968).

3. Минеральный и химический состав скарнов Кедабека и слагающих их минералов, а также условия их нахождения позволяют утверждать следующее: а) в составе исходных пород на участке Везувиановой горки и на втором участке имелись доломиты; б) кальцитовый состав карбонатной части мраморов вблизи скарновых тел не всегда может служить основанием для ориентировки в фаціальном составе исходных карбонатных пород; в) послемагматическое скарнообразование в Кедабеке происходило в обстановке пониженной щелочности и железистости растворов; г) скарны формировались в условиях геленит-монтичеллитовой фации глубинности, по Д. С. Коржинскому (1940), и попытки Г. И. Керимова (1963) представить эти условия иными, соответствующими условиям «средних глубин», лишены оснований. Отсутствие монтичеллита в составе послемагматических скарнов Кедабека обусловлено, по-видимому, лишь температурными особенностями контакта, а не давлением углекислоты в растворах.

4. В скарновых контактах месторождения ярко выражены изменения в составе активных интрузивных пород в направлении появления фаций повышенной щелочности и особенно — повышенной основности. Это обстоятельство наряду с превосходной сохранностью одной части магнезиальных скарнов и сильной замещенностью известковыми скарнами другой их части создает благоприятные предпосылки для детального изучения на Кедабеке особенностей процессов магматического замещения доломитов, взаимоотношений совмещенных в пространстве магнезиальных и известковых скарнов и их минералогии.

ЛИТЕРАТУРА

- Барсанов Г. П. Везувиан из Кедабекского месторождения в Закавказье (Азерб. ССР). — Труды Мин. музея АН СССР, 1949, вып. 1.
- Гинзбург И. В., Сидоренко Г. А. Некоторые особенности кристаллохимии пироксенов, выявленные при их диагностике по дебаеграмме. — Труды Мин. музея АН СССР, 1964, вып. 15.
- Жариков В. А. Реакционные явления магматической и послемагматической стадий при формировании скарново-рудных месторождений. — В кн. «Вопросы магматизма и металлогении СССР». Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1958.
- Жариков В. А. Магматическое замещение карбонатных пород. — В кн. «Доклады сов. геологов на XXI сессии МГГ. Проблема 14. Проблема гранито-гнейсов». Киев, 1960.
- Керимов Г. И. Петрология и рудоносность Кедабекского рудного узла. Баку, 1963.
- Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. — Труды ИГН АН СССР, петрогр. серия, 1940, вып. 12, № 5.

- Коржинский Д. С.* Режим кислотности-щелочности послемагматических растворов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 12.
- Коржинский Д. С.* Кислотность-щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. — В кн. «Вопросы магматизма и металлогении СССР». Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1958.
- Коржинский Д. С.* Общие закономерности послемагматических процессов. — Конференция «Проблемы постмагматического рудообразования». Т. II. Прага, 1965.
- Махмудов С. А.* Новые данные по везувиану Кедабекского месторождения. — Тезисы докл. на III Закавказской конфер. молодых научных работников геол. ин-тов АН Азерб. ССР, Арм. ССР, Груз. ССР. Тбилиси, 1960.
- Паффенгольц К. Н.* Кедабек. — Труды Всес. геолого-развед. объедин., 1932, вып. 218.
- Успенский Н. С.* Кедабекский тип медных месторождений на Кавказе. — Изв. Об-ва горн. инж., 1910.
- Федоров Е. С.* Геологические исследования летом 1900 г. — Ежег. по геол. и минер. России, 1901, 6, вып. 6.
- Федоров Е. С.* Кедабекит и виолант. — Изв. Моск. сельскохоз. ин-та, 1903.
- Чирвинский П. Н.* К петрографии и геологии Кедабекского медного месторождения в Закавказье. — Изв. Донск. политехнич. ин-та, 1914, 3, вып. 1.
- Шабынин Л. И.* О некоторых особенностях образования рудоносных скарнов в доломитовых контактах. — Геол. рудн. местор., 1961, № 1.
- Шабынин Л. И., Заревич И. П.* Об относительной роли доломитов в формировании гипабиссальных скарново-рудных месторождений. — Геол. рудн. местор., 1967, № 6.
- Шабынин Л. И., Лицарев М. А., Перцев Н. Н., Шмакин Б. М.* Шпинелево-пироксеновые породы как метасоматические образования. — В кн. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Т. I. Изд-во АН СССР, 1961.
- Korn O.* Untersuchungen am Vesuvian von Kedabek in Kaukasien. — Zeit. Krist., 1883, 7.
- Tilley C. E.* Aluminous pyroxenes in metamorphosed limestones. — Geol. Mag., 1938, 75.
- Tröger E.* Über den Fassait und die Einteilung der Klinopyroxene. — N. J. Miner., 1951, Hf. 6.
- Sabynin L. I.* Über einige Skarnmineralparagenesen zur Unterscheidung von Kalkexoskarren in Dolomiten und Kalksteinen. — Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., B. Miner. Lagerstätten., 1968, 13, Hf. 4.