

Л. Д. ЮРЬЕВ

МИРМЕКИТОВЫЕ СТРУКТУРЫ МАГНЕТИТА  
В МОНЦОНИТАХ ПРИАЗОВЬЯ

Мондонит-шонкинитовые порфиры встречены в верховьях реки Конки, где они образуют несколько штокообразных тел (Юрьев, 1964).

Одним из второстепенных минералов мондонитов является магнетит, количество которого редко превышает 1—2%. Максимальные содержания магнетита приурочены к апикальным частям магматических тел.

Описываемый здесь минерал располагается по периферии фенокристаллов оливина (рис. 1), а также рассеян в основной массе породы. В центральных частях штоков магнетит, количество которого не превышает 0,5—1,0%, приурочен к зернам гиперстена, как правило, ассоциирующим с оливином.

И в оливине, и в гиперстене магнетит образует закономерные вросстки мирмекитового облика. Форма зерен магнетита в мирмекитовых сростаниях червеобразная, вытянутая (рис. 2). Большинство мирмекитовых вростков имеет округлые пальцеобразные окончания (Рамдор, 1962). Этот факт, а также округлая эллипсоидальная форма мирмекитов в некоторых сечениях говорят о трубчатоподобной форме мирмекитовых вростков. Поверхность мирмекитов неровная и, по-видимому, волнообразно изгибается. Именно поэтому на продолжении мирмекитового вростка можно видеть то появление, то исчезновение рудного мирмекита. Иногда выделения мирмекита расщепляются по простиранию на несколько ветвей. Трубчатоподобные вросстки, скорее всего, одинаково ориентированы. Однако из-за тонкости сростания магнетита с оливином или пироксеном не удалось установить кристаллографические закономерности ориентировки.

На контакте минерала-хозяина с соседними зернами мирмекитовые образования резко обрываются. В случае контакта двух зерен гиперстена в каждом из них развиты сростания иного размера и направления.

Рентгенограмма мирмекитового участка, полученная методом обратной съемки (аналитик Д. В. Бугаенко), показала принадлежность минерала мирмекитов к магнетиту, имеющему параметр элементарной ячейки  $a_0 = 8,375 \text{ \AA}$ . Удельный вес магнетита 5,12. Микротвердость, измеренная на ПМТ-3, колеблется в пределах 575—585  $\text{кг/мм}^2$ , или 5,0 по шкале Мооса. В парах соляной кислоты магнетит травится с образованием типичных для этого минерала фигур травления.

Изучение взаимоотношений всех минеральных составляющих породы позволило установить последовательность образования минералов.

Оливин выделялся из расплава как первая твердая фаза. В определенный момент вследствие изменения физико-динамических условий положение его становится нестабильным и минерал начинает реагировать

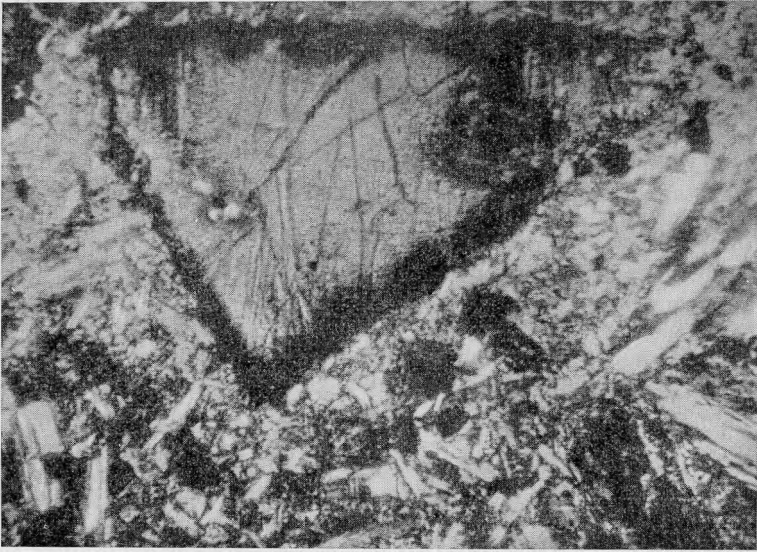


Рис. 1. Фенокристаллы оливина с магнетитом. Проходящий свет, с анализатором. Увел. 530

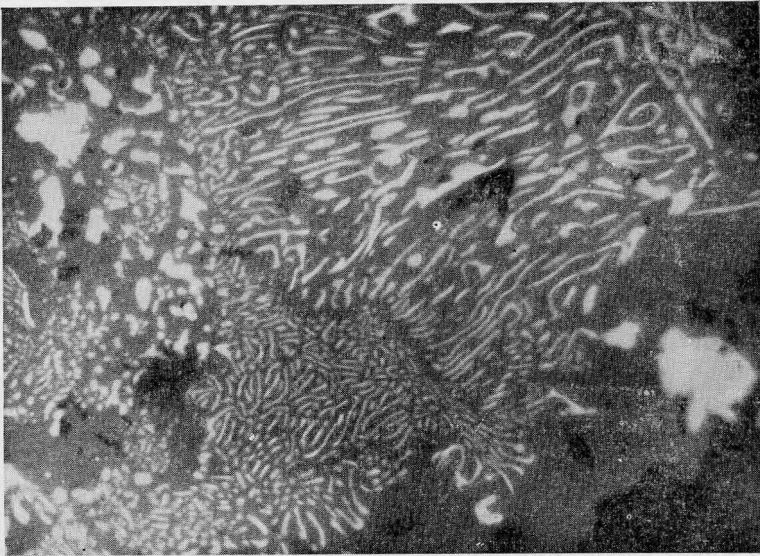


Рис. 2. Морфология мirmekитовых вростков магнетита. Отраженный свет. Увел. 450

с расплавом с образованием кристаллов магнетита. Последние располагаются главным образом по периферии кристаллов оливина в виде округлых незакономерно расположенных зерен, а также в виде мирмекитовых вростков. К центру вкрапленников количество рудного вещества уменьшается и оливин становится прозрачным. Иногда заметно, как магнетит корродирует зерна оливина. Образование магнетита за счет оливина и одновременно с ним характерно для апикальных частей магматических тел. Схематическая реакция замещения оливина магнетитом имеет вид:



Удельные объемы анионных каркасов реагирующих минералов довольно близки: для оливина  $v_0' = \frac{a \cdot b \cdot c}{Z} = \frac{4,752 \cdot 10,22 \cdot 5,98}{8} = 71,88 \text{ \AA}^3$ , а для магнетита  $v_0'' = a^3/Z = 8,391^3/8 = 73,85 \text{ \AA}^3$ .

Как показывает расчет, возникновение мирмекитов магнетита при замещении им оливина сопровождается некоторым увеличением объема кристаллической упаковки ( $K = V_0''/v_0 = 1,02$ ). Близость коэффициента изменения плотности анионной упаковки к единице обуславливает наличие в оливине наряду с мирмекитовыми вростками незакономерных округлых каплевидных включений магнетита. Более того, последние обычно присутствуют в преобладающем количестве. Указанные явления довольно хорошо согласуются с исследованиями Б. В. Бродина (1963), который установил, что мирмекитовые структуры возникают при процессах минералообразования, сопровождающихся увеличением объема анионного каркаса и редко — с сохранением этого объема.

Кристаллизация магматического расплава привела, по-видимому, к некоторому обогащению кремнеземом магмы, заполняющей центральные части вертикальных магматических каналов. Застывание магмы происходило здесь сравнительно позже, и процессы кристаллизации прошли дальше. Следствием этих причин явилось образование гиперстена за счет оливина. Следы этого процесса можно наблюдать только в «ядрах» магматических тел. Экспериментальные исследования (Дир, Хауи, Зусман, 1965) в системе  $\text{MgO} - \text{SiO}_2$  свидетельствуют, что существенно магнезиальный оливин реагирует с жидкостью с образованием метасиликата магнезия:  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{SiO}_2 \rightleftharpoons 2\text{MgSiO}_3$ .

Прерывность реакционных отношений существенно магнезиального оливина монзонит-шонкинитов и магмы, из которой он кристаллизуется, находит свое выражение в резорбции кристаллов оливина и появлении вокруг них гиперстена. Кристаллы последнего постепенно замещаются оливин. При этом избыточное железо, которое высвобождается при замещении оливина гиперстеном, не усваивается последним и располагается в виде мирмекитов в новообразованном минерале (рис. 3).

Схематическую реакцию замещения оливина ромбическим пироксеном можно представить в виде:



Если в этой реакции кремнезем считать инертным компонентом, то для уравнивания реакции необходимо брать две молекулы оливина. Одна молекула гиперстена занимает  $106,52 \text{ \AA}^3$ . Если замещение оливина ( $v_0 = 71,88 \text{ \AA}^3$ ) гиперстеном идет по указанной реакции, то замещаться будет во время этого процесса около 74% объема. Таким образом, наблюдается дефицит гиперстена в  $37,24 \text{ \AA}^3$  (около 26%). Этот недостаток в соответствии с правилом объемов при реакциях должен быть компенсирован. По мнению автора, он компенсируется половиной молекулы магнетита ( $36,92 \text{ \AA}^3$ ). Петрографический подсчет состава срастания показал удивительно сходные с расчетными данными результаты, а именно: 72% объема срастания принадлежит гиперстеному и 28% — магнетиту.

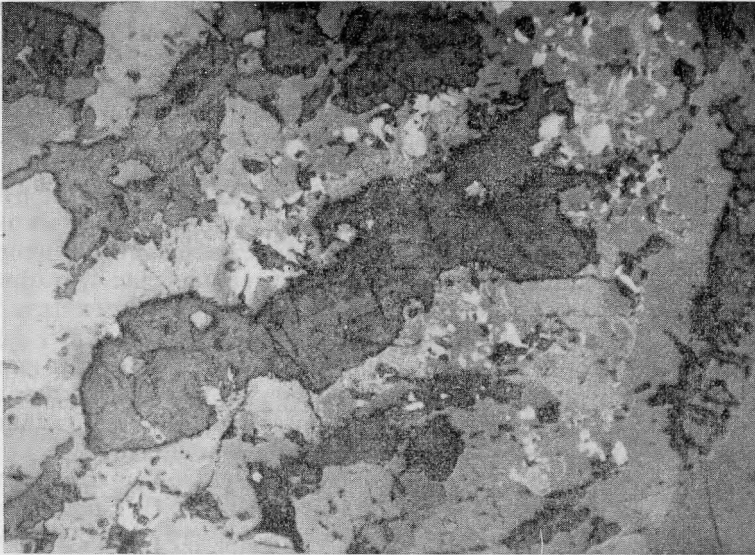


Рис. 3. Расположение гиперстена (светло-серое) с магнетитом (белое) вокруг оливина, замещенного иддингситом (темно-серое). Отраженный свет. Увел. 160

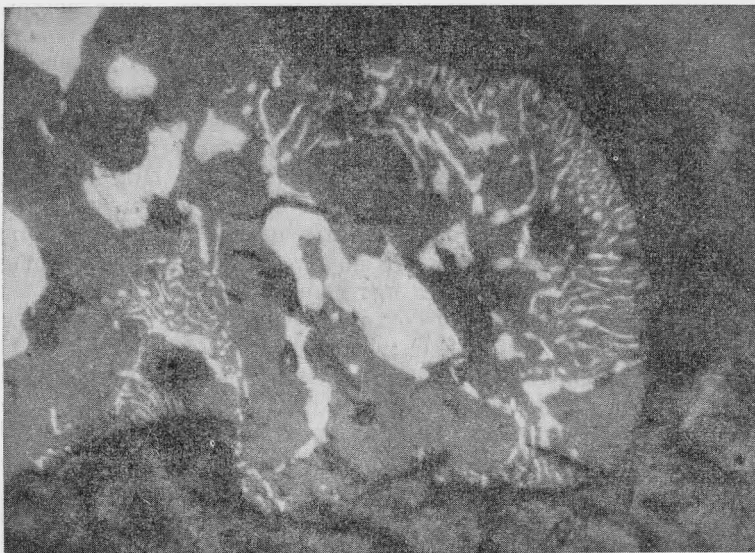


Рис. 4. Собирательная перекристаллизация магнетита. Отраженный свет. Увел. 450

Для того чтобы ликвидировать дробность в реакции, необходимо все коэффициенты удвоить. В конечном итоге реакция может быть написана так:



Как видно из этого уравнения, реакция шла, вероятно, с частичным привнесом из раствора (расплава) катионов железа и выносом магния. Последний входил в состав диопсида, который образовывался здесь же. Кроме того, часть магния фиксируется во флогопите, который нередко окружает мирмекитизированные зерна гиперстена. По-видимому, в небольших масштабах имеет место замещение гиперстена диопсидом, о чем свидетельствует наличие в некоторых зернах диопсида рудных мирмекитов. Параллельно шел процесс собирательной кристаллизации рудного вещества. Рудные мирмекиты стягиваются в единые зерна (рис. 4), которые постепенно увеличивают свои размеры. Рост кристаллов магнетита идет до тех пор, пока все ростки не поглотятся крупным зерном. Статистический подсчет показал, что площадь новообразованного магнетита приблизительно соответствует площади, занятой мирмекитом, а это свидетельствует о том, что рудное вещество мирмекитов в результате собирательной перекристаллизации вошло в состав крупных зерен магнетита.

Если для выяснения причин образования мирмекитовых структур магнетита в гиперстене применить предложенный Б. В. Бродиным (1963) метод кристаллохимического анализа подобных структур, оказывается, что удельный объем анионного каркаса магнетита меньше, чем у гиперстена:  $v_0'' = 73,85 \text{ \AA}^3$  и  $v_0' = \frac{18,324 \cdot 8,916 \cdot 5,216}{8} = 106,52 \text{ \AA}^3$  соответственно.

Коэффициент изменения плотности анионной упаковки у данной пары минералов значительно меньше единицы ( $K = v_0''/v_0' = 0,70$ ). Однако трещин усадки вокруг мирмекитовых участков не наблюдается, хотя таковые как будто и должны быть в связи с процессом, сопровождающимся уменьшением объема анионного каркаса. По-видимому, образование мирмекитовых ростков магнетита в гиперстене аналогично процессу образования мирмекитов кварца в ортоклазе, сопровождающемуся также образованием участков с меньшим удельным объемом (Бродин, 1966).

При парагенетическом анализе описываемых ассоциаций за виртуальные вполне подвижные компоненты взяты CaO и H<sub>2</sub>O. При этом инертными компонентами являются MgO, FeO, SiO<sub>2</sub>. Таким образом, в системе, которая анализируется, есть три виртуальных инертных и два виртуальных вполне подвижных компонента, что обуславливает возможность существования устойчивого парагенезиса пяти минералов.

При расчете нами взят такой состав минералов:

оливин (*Ол*) MgO · FeO · SiO<sub>2</sub>; диопсид (*Ди*) CaO · MgO · 2SiO<sub>2</sub>; гиперстен (*Гип*) MgO · FeO · 2SiO<sub>2</sub>; магнетит (*Маг*) FeO · Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; флогопит (*Фл*) 0,5 K<sub>2</sub>O · 3 MgO · 0,5 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> · 3SiO<sub>2</sub> · 2H<sub>2</sub>O.

Расположение проекции составов на треугольнике SiO<sub>2</sub> — MgO — FeO показано на рис. 5. При этом состав точки пересечения конод *Ол* — *Ди* и *Фл* — *Гип* в зависимости от потенциалов H<sub>2</sub>O и CaO может быть представлен или ассоциацией *Фл* + *Гип*, или *Ол* + *Ди*, т. е. в системе возможна прямая и обратная реакции: *Ол* + *Ди* = *Фл* + *Гип*.

Систематический расчет соответствующих матриц дает также возможные реакции между пятью минералами: (*Ол*) *Ди* + *Маг* = *Гип* + CaO; (*Ди*) 3*Ол* + 2H<sub>2</sub>O = 3*Маг* + *Фл*; (*Гип*) 3*Ол* + 2H<sub>2</sub>O = 3*Маг* + *Фл*; (*Маг*) 3*Ол* + 3*Ди* + 2H<sub>2</sub>O = 3*Гип* + *Фл* + 3CaO; (*Фл*) *Гип* + CaO = *Ди* + *Маг*.

Зависимость парагенетических ассоциаций минералов от химических потенциалов CaO и H<sub>2</sub>O приведена на рис. 6. Как видно из диаграммы, ассоциация оливин — магнетит возникает при высоком потенциале CaO и низком потенциале H<sub>2</sub>O (поле I). При высоком же потенциале H<sub>2</sub>O

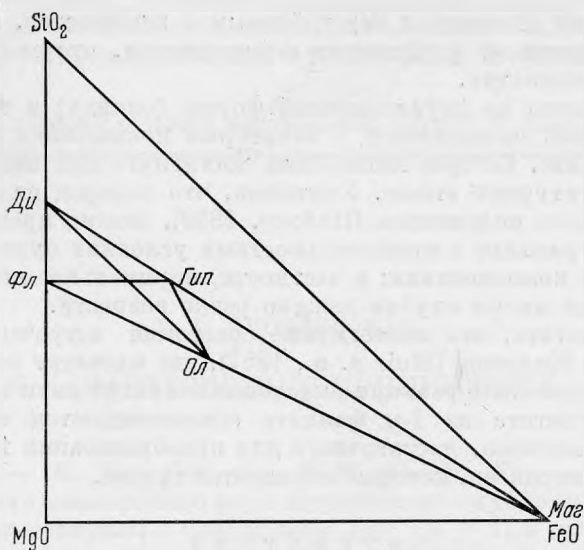


Рис. 5. Расположение составов оливина (*Ол*), магнетита (*Маг*), гипсита (*Гип*), диопсида (*Ду*) и флогопита (*Фл*) на треугольнике составов

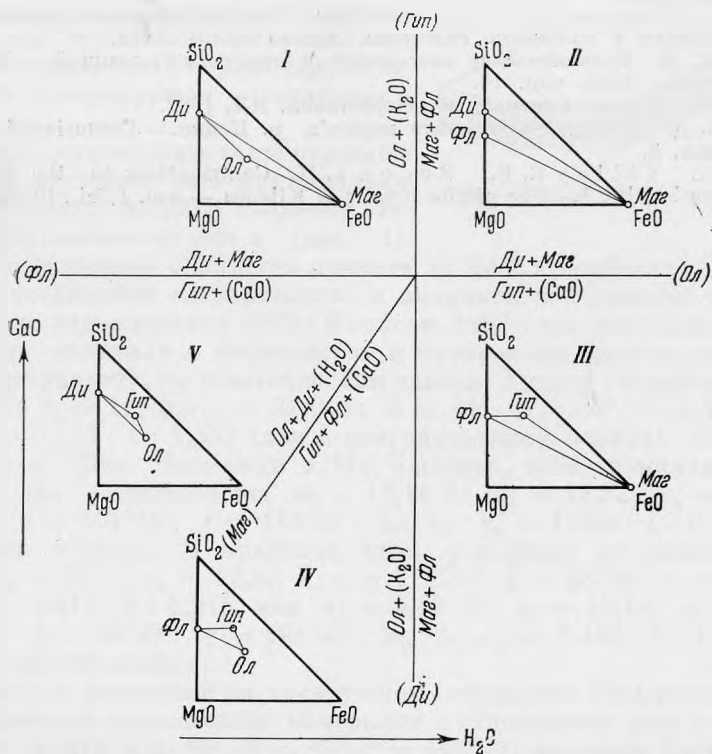


Рис. 6. Зависимость парагенетических ассоциаций от химических потенциалов  $\text{CaO}$  и  $\text{H}_2\text{O}$  (обозначения см. рис. 5)

и низком СаО возникает ассоциация гиперстен — магнетит (поле III). При этом оливин становится неустойчивым и замещается, исходя из диаграммы, гиперстеном, магнетитом и флогопитом, что мы и наблюдаем в монцонит-шонкинитах.

Переход железа из двухвалентной формы (оливин) в трехвалентную (магнетит) связан, по-видимому, с некоторым повышением давления кислорода в расплаве, которое могло быть достигнуто при внедрении магмы в верхние структурные этажи. Учитывая, что водород из всех летучих является наиболее подвижным (Набоко, 1959), можно предполагать, что магматический расплав в приповерхностных условиях будет обогащаться менее летучими компонентами; в частности, парциальное давление кислорода в условиях малых глубин должно резко возрасти.

Следует отметить, что аналогичные сростания встречаются в пикритовых базальтах Килауэя (Muir a. o., 1957), где магнетит вокруг оливина образуется в результате реакции окисления в присутствии водяного пара. Выделения магнетита из 1-м фаялита сопровождаются освобождением количества кремнезема, достаточного для преобразования 1-м форстерита в ромбический пироксен, который образуется тут же.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Б р о д и н Б. В. Роль диффузии при замещении минералов и распаде твердых растворов.—Сб. «Минералы СССР», вып. 14, Труды Минерал. музея АН СССР, 1963.
- Б р о д и н Б. В. Вопросы генезиса мirmekитовых, дендритовых и сферолитовых структур агрегатов.— Сб. «Генезис минеральных индивидов и агрегатов». Изд-во «Наука», 1966.
- Д и р У. А., Х а у и Р. А., З у с м а н Дж. Породообразующие минералы, т. I. Ортосиликаты и кольцевые силикаты. Изд-во «Мир», 1965.
- Н а б о к о С. И. Вулканические эксгальции и продукты их реакций.— Труды Лаб. вулканолог., 1959, вып. 16.
- Р а м д о р П. Рудные минералы и их сростания. ИЛ, 1962.
- Ю р ь е в Л. Д. Монцоніт-шонкініти верхів'я р. Конки.— Геологічний журнал, 1964, вып. 3.
- M u i r I. D., T i l l e y C. E., S c o o n J. H. Contributions to the petrology of Hawaiian basalts. I.—The picrite basalts of Kilauea.— Am. J. Sci., 1957, 255, № 4.