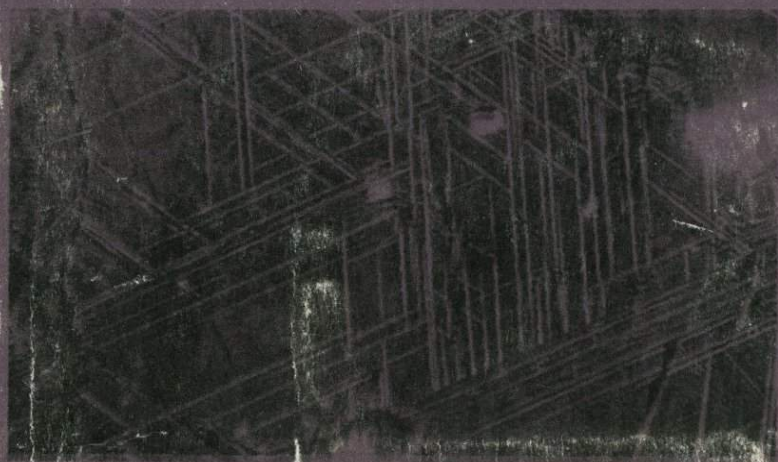




О. В. Карпова

ТИТАНО-
МАГНЕТИТОВЫЕ
РУДЫ
ЮЖНОГО УРАЛА



Издательство · Наука ·

Академия наук СССР

Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии

549.73 + 553.3 + 552.1

О. В. Карпова

ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫЕ
РУДЫ
ЮЖНОГО УРАЛА

1175



Издательство
«Наука»
Москва, 1974



Титаномагнетитовые руды Южного Урала. Карпова О.В.
М., Изд-во "Наука", 1974 г.

В работе впервые дана детальная геологическая характеристика Копанского и Маткальского рудоносных габбровых массивов Южного Урала; выявлены закономерности распределения различных типов железо-титановых руд; изучена их минералогия и геохимия; рассмотрены вопросы генезиса руд и происхождения поросчатости рудоносных массивов.

Табл. 21. Илл. 56. Библ. 93 назв.

Ответственный редактор

доктор геол.-мин. наук Н.В. ПАВЛОВ

Ольга Васильевна КАРПОВА

ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫЕ РУДЫ ЮЖНОГО УРАЛА

Утверждено к печати Институтом геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии

Редактор Издательства Т.Б. Гришина. Художник Н.В. Илларионова.
Художественный редактор С.А. Литвак. Технический редактор Г.П. Каренина

Подписано к печати 18/XI-74 г. Т - 13459. Усл.печ.л. 10,75 (9,5+1,25
вклейки). Уч.-изд.л. 11,2. Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 650 экз. Тип. зак. 1418 Цена 1 р. 12 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосновский пер., 21
1-я типография издательства "Наука". 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

К 20805-237
055(02)-74 573-74

© Издательство "Наука", 1974 г.

ВВЕДЕНИЕ

Массивы основных пород западного склона Южного Урала – Кусинский, Южно-Кусинский, Чернореченский, Медведевский, Копанский и Маткальский, заключающие железо-титановые руды, неоднократно изучались многими исследователями (Малышев и др., 1934; Пантелеев, 1935; Малышев и др., 1936; Иванов, Латыш, 1955; Штейнберг и др., 1959; Штейнберг, Фоминых, 1968, и др.).

Большое значение для металлогении Урала имеют комплексные исследования Кусинско-Копанского интрузива, проведенные В.С. Мясниковым (1952–1964), работы которого много дали для понимания генезиса ильменит-магнетитовых руд.

Непосредственным продолжением работ и развитием идей В.С. Мясникова являлись исследования автора (1954–1964) Копанского рудоносного массива – одного из самых крупных массивов этого района, и затем продолженные на менее всего изученном, по сравнению с другими, Маткальском массиве.

В связи с тем, что титановая минерализация генетически тесно связана с породами габбрового комплекса, необходимо было рассмотреть ряд геологических вопросов, важных для выяснения закономерностей и условий локализации рудных минералов в пределах массивов.

Детальные исследования массивов основных пород с железо-титановой минерализацией начаты сравнительно недавно. Лишь за последние 15 лет появился целый ряд работ, касающихся изучения рудоносных массивов различных районов. К их числу относятся исследования К.О. Кратца (1957, 1959), И.И. Малышева (1957), Г.И. Кавардина (1958), В.С. Мясникова (1959), А.И. Богачева (1959), А.И. Богачева и соавторов (1963), Е.А. Юдина (1963), А.П. Лебедева (1962, 1965), О.А. Богатикова (1965, 1966).

В.С. Мясниковым и Р.В. Боярской (1965) изучены состав, свойства и особенности внутреннего строения зерен титаномагнетитов (структуры распада твердого раствора ульвёшпинель – магнетит) ряда месторождений Кольского полуострова. Экспериментальные данные по окислению природного титаномагнетита (месторождение Лесная Сопка, Кольский п-ов) отражены в работе А.И. Цветкова и др. (1965); данные по окислению ульвёшпинели приведены в работе А.И. Цветкова и Н.И. Шепочкиной (1963).

Среди зарубежных работ наиболее детальными являются исследования Уэйджера и Дира (Wager, Deer, 1939) расслоенной рудоносной интрузии Скергаард восточной Гренландии. Швеллнусом и Виллемсом (Schwellnus, Willemse, 1944) изучены титаномагнетитовые руды Бушвелдского интрузивного комплекса (Южная Африка). Ряд титаномагнетитовых месторождений Норвегии описан в работах Карстенса (Carstens, 1957) и Гьелсвика (Gjelsvik, 1957).

Титаномагнетиты и ильмениты подробно изучены Рамдором (Ramdohr, 1926, 1945, 1953, 1956, 1962) в отношении внутреннего строения зерен, изменения в процессе окисления и последующего метаморфизма. Фазовый состав и свойства минералов окислов железа и титана рассматриваются многими исследователями (Vogensen, 1946; Roy, 1954; Vincent, Phillips, 1954; Buddington et al., 1955; Nickel, 1958; Basta, 1960; Vincent, 1960; Wright, 1961; Buddington, Lindsley, 1964). Установлена зависимость между составом, параметрами решетки и температурами Кюри для всей области синтезированных твердых растворов ульвёшпинель-магнетит (Akimoto et al., 1957). В ряде работ приводятся экспериментальные данные по гомогенизации титаномагнетита (Ramdohr, 1926; Roy, 1954; Vincent et al., 1957; Wright, 1959). Многочисленные работы посвящены вопросам, связанным с процессом окисления титаномагнетита (Zasta, 1959; Katsura, Kushiro, 1961; Verhoogen, 1962; Buddington et al., 1963; Anderson, 1968, и др.).

Экспериментальными исследованиями установлена зависимость состава сосуществующих титаномагнетита (ульвёшпинель - магнетит) и ильменита (гематит - ильменит) от парциального давления кислорода и температуры (Lindsley, 1963, 1965; Buddington, Lindsley, 1964).

Данные по геологическому строению и рудопроявлению Копанского массива приводятся в работах Д.С. Штейнберга и др. (1959), Л.И. Кравцовой (1963), Д.С. Штейнберга, В.Г. Фоминых (1968), В.С. Мясникова, О.В. Карповой (1969, 1970). Кроме того, имеются многочисленные работы Д.С. Штейнберга и В.Г. Фоминых (1961, 1962, 1963), В.Г. Фоминых (1968, 1969_{1,2}), В.Г. Фо-

миных и др. (1965), посвященные составу и свойствам титаномагнетита из различных генетических типов титаномагнетитовых месторождений Урала. Но несмотря на имеющуюся обширную литературу геологическое строение и титановая минерализация Копанского массива были освещены недостаточно полно. Сведения по геологическому строению и оруденению Маткальского массива очень ограничены.

Автор глубоко признателен за чтение рукописи и ценные замечания доктору геолого-минералогических наук Э.М. Кузнецкой и доктору геолого-минералогических наук Г.А. Соколову. С особенным чувством благодарности автор вспоминает своего руководителя старшего научного сотрудника ИГЕМ, ныне покойного В.С. Мясникова, с которым были заложены основные направления комплексного исследования данного типа месторождений, начиная от геологической съемки, до изучения тонких минеральных смесей, образующихся при распаде твердых растворов.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИИ РАЙОНА
РУДОНОСНЫХ МАССИВОВ ЗАПАДНОГО
СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

Геологическое строение района распространения титановой минерализации неоднократно освещалось в работах М.И. Гарая (1947, 1959, 1960). Массивы основных пород (Кусинский, Медведевский, Копанский и Маткальский) приурочены к крупному региональному разлому, прослеживаемому по границе двух различных структурно-фациальных зон – западной и восточной; последние различаются как по составу слагающих пород, так и по степени их метаморфизма. В пределах рассматриваемого района западная зона представлена относительно слабо метаморфизованными протерозойскими осадочными отложениями саткинской, бакальской и зигальгинской свит (снизу вверх по разрезу), а восточная зона сложена вулканогенно-осадочными отложениями кувашской свиты.

Саткинскую свиту составляют мощные слои доломитов и сланцев. По направлению к габбровым массивам (с запада на восток) наблюдается постепенное увеличение степени метаморфизма этих пород; при этом глинистые сланцы переходят в филлитовые и слюдяные разности, а доломиты – в мраморизованные доломиты и мраморы, образующие выдержанный горизонт, прослеживающийся на десятки километров вблизи контакта Кусинского, Медведевского и Копанского массивов. Бакальская свита характеризуется преимущественным развитием разнообразных по составу сланцев, песчаников и кварцитов. Зигальгинская свита представлена, в основном, кварцитами и кварцитовидными песчаниками с подчиненным развитием небольших прослоев серишито-глинистых филлитовидных сланцев и конгломератов.

Среди кварцитов этой свиты, слагающих крупный хребет Зюраткуль к северо-западу от Маткальского массива, в процессе геологической съемки автором обнаружены железистые кварциты, слагающие полосы шириной до 10–15 м. Характерную особенность их составляют гидроокислы железа (до 30–40 объемн. %), придающие породе пятнистый облик. Гидроокислы железа выполняют промежутки между зернами кварца. Железистые кварциты наблюдались также к юго-западу от Маткальского массива.

Восточная зона в пределах исследованного района сложена альбитофирами (кварцевыми порфирами, по Д.С. Штейнбергу) и порфиroidными сланцами кувашской свиты.

Копанский габбровый массив представляет крупное пластообразное тело, прослеживающееся в северо-восточном направлении на расстояние 28 км при максимальной ширине 1,8–2,0 км. Абсолютный возраст неизмененных габбро определен калий-аргоновым методом по биотиту в 1100–1400 млн.лет (Мясников, 1959), по пироксеновому габбро – в 1115 млн. лет, рубидий-стронциевым методом по биотиту – в 1065 млн.лет (Овчинников и др., 1969). Из приведенных данных очевидно, что возраст габброидов Копанского массива определяется в 1100–1400 млн.лет и, вероятно, соответствует времени их формирования.

На основании исследований В.С. Мясникова (1959) установлено, что амфиболиты Кусинского массива возникли в результате метаморфизма габбро. Для определения времени метаморфизма В.С. Мясниковым совместно с Л.Л. Шаниным в 1963 и 1964 годах получены многочисленные данные по определению абсолютного возраста амфиболитов калий-аргоновым методом по биотиту, в основном отвечающие интервалу времени 550–890 млн.лет. Л.Н. Овчинниковым и др. (1969) приведены значения абсолютного возраста роговых обманок из габбро-амфиболита Кусинского (1310 млн.лет) и Южно-Кусинского (1290 млн.лет) массивов. Вызывают несомненный интерес еще более высокие значения абсолютного возраста роговой обманки – 1780 млн.лет и биотита – 2200 млн.лет из амфиболитов Кусинского массива по данным В.С. Мясникова и Л.Л. Шанина.

На основании определения абсолютного возраста и ряда геологических данных некоторые исследователи (Гаррис, 1964, Дунаев и др., 1966) предполагают многофазное образование Кусинско-Копанского интрузива с более ранним формированием Кусинского массива по отношению к позднему – Копанскому. Для окончательного решения этого вопроса необходимы дополнительные исследования по абсолютному возрасту габброидов и амфиболитов всех массивов пояса основных пород.

С востока Копанский массив непосредственно ограничивается диоритами, кварцевыми диоритами, гранитами и гранито-гнейсами, сменяющимися кварцевыми порфирами и сланцами кувашской свиты. Габброиды в области контакта с диоритами имеют юго-восточное падение под углом 50° ; по направлению к гранито-гнейсам плоскость восточного контакта постепенно приобретает более крутое падение, составляя 70° в участках распространения ксенолитов пород кувашской свиты.

На основании изучения материала структурных профилей установлено неоднократное переслаивание кварцевых порфиров с гранитами, гранитов с кварцевыми диоритами и переслаивание полос измененных габбро с кварцевыми диоритами. Полученные данные свидетельствуют о наличии интрузивного контакта между габброидами и кварцевыми диоритами, а также кварцевыми диоритами и гранитами, что согласуется с представлениями Л.И. Кравцовой и противоречит данным В.С. Мясникова о тектоническом характере восточного контакта.

О происхождении гранитов восточного контакта Копанского массива нет единого мнения. Д.С. Штейнберг и его соавторы (1959) считают граниты дифференциатами габбровой магмы. В.С. Мясников рассматривает их как результат позднего внедрения гранитной магмы. Возникновение гранито-гнейсов согласно детальным исследованиям Г.М. Виноградской (1963) связано со сложными процессами метасоматической переработки древних толщ кувашской свиты - сланцев и альбитофиров.

Для гранитов В.С. Мясниковым получены близкие значения абсолютного возраста 330-425 млн. лет по биотиту калий-аргоновым методом. Исходя из этих данных, они рассматривались как более поздние образования по сравнению с северными гранито-гнейсами, непосредственно контактирующими с Кусинским массивом. Позднее Л.Н. Овчинниковым с соавторами (1964) был определен абсолютный возраст калиевого полевого шпата из гранито-гнейса района Копанского массива, рубидий-стронциевым методом - 980 млн. лет, а биотита из того же образца - 305 млн. лет. Близкое значение абсолютного возраста - 920 млн. лет получено В.А. Дунаевым, Н.Н. Дурневой тем же методом. А.А. Краснобаев (1966) альфа-свинцовым методом определил возраст циркона из гранита - 1260 млн. лет.

На основании геологических данных автор считает, что граниты, ограничивающие Копанский массив с востока, имеют различное происхождение. Среди них наблюдаются магматические и метасоматические разновидности. Изучение комплекса пород восточного контакта Маткальского массива (в меньшей степени метаморфизованных) позволило заключить, что граниты возникли в результате гранитизации пород кувашской свиты. Об этом свидетельствуют признаки постепенных переходов сланцев и альбитофиров в граниты и гнейсированные граниты. Л.Н. Овчинниковым с соавторами (1969) альфа-свинцовым методом по аксессуарному циркону (20 проб) определен абсолютный возраст гранитов в 1430 млн. лет, а возраст аксессуарного циркона из альбитофиров кувашской свиты района Маткальского массива - 1460 млн. лет, аналогичный абсолютному возрасту циркона из гранитов. Этот факт подтверждает предположение о метасоматическом происхождении гранитов и гранито-гнейсов за счет пород кувашской свиты.

Магматические граниты жильного типа распространены как среди комплекса пород восточного контакта, так и в пределах габбрового массива. Они оказали существенное метаморфизирующее влияние на вмещающие их породы. С более поздним проявлением гранитного магматизма связаны многочисленные прожилки с кварцем, кальцитом, пиритом, полевым шпатом, хлоритом, роговой обманкой, турмалином, аксинитом, эпидотом, иногда с галенитом и сфалеритом. В кварцевых порфирах кувашской свиты в заметном количестве наблюдается флюорит.

На востоке Копанский массив непосредственно граничит с диоритами и кварцевыми диоритами, мощность выходов которых местами

достигает до 500 м. Они представляют переходную зону между габбро и гранитами. Эти породы часто трудно отличимы от измененного мелкозернистого габбро восточной зоны массива. В состав кварцевых диоритов входят плагиоклаз (52-72 объема. %), роговая обманка (14-38%), кварц (5-14%), титаномагнетит и ильменит (0,5-4%), апатит (от единичных зерен до 5-6%); из второстепенных - биотит, стильномелан; вторичные - минералы группы эпидота, хлорит, титанит, лейкоксен.

Плагиоклаз (32-35 An) идиоморфен ко всем минералам породы; зерна его нередко сосюритизированы, особенно в центральной их части. Свободные от вторичных минералов участки плагиоклаза по составу отвечают альбиту (An_5). Роговая обманка представлена двумя разновидностями: бурой ($2V = -64^\circ$; $c:Ng = 22-24^\circ$) и синезеленой (вторичной); первая из них преобладает. Кварц расположен в промежутках между плагиоклазом и амфиболом. Рудные минералы редко рассеяны в породе. Зерна титаномагнетита с периферии часто окружены оторочками титанита и лейкоксена. Нередко титаномагнетит представлен скелетными зернами с отчетливыми признаками коррозии и выщелачивания рудного вещества. При этом процессе ильменит сохраняется в виде параллельных пластинок в массе вторичных минералов. Постоянную примесь кварцевых диоритов составляет апатит обычно в ассоциации с амфиболом и рудными минералами. Редко встречаются ортит и ширкон, включенные в амфибол. Стильномелан развивается по периферии зерен амфибола, а также внутри трещин в полевоом шпате и кварце.

Кварцевые диориты в некоторых участках подверглись сильному воздействию постмагматических гидротермальных растворов, связанных с поздними гранитами. Плагиоклаз при этом сосюритизирован и превращен в альбит. Первичная роговая обманка замещается щелочным амфиболом типа гастингсита. Титаномагнетит подвергается изменению с образованием биотита, хлорита за счет вещества магнетита; по краям зерен ильменита и трещинкам развивается тонкозернистый агрегат лейкоксена.

Граниты и гранито-гнейсы имеют сходный минеральный состав и отличаются лишь по текстурным признакам. Гранито-гнейсам свойственна линзовидно-очковая текстура. Плагиоклаз в гранитах по составу отвечает олигоклазу (An_{28-30}). Калиевый полевой шпат (микроклин-пертит) всегда пелитизирован и в различной степени замещен альбитом. Зерна кварца, находящиеся в промежутках между полевыми шпатами, обнаруживают часто признаки катаклаза. Амфибол (Ng - густо-зеленовато-синий, Nr - желтый; $c:Ng = 27-30^\circ$; $2V = 60^\circ$) относится к типу гастингсита. Редко встречаются мелкие кристаллики апатита. Биотит образует скопления и пучки чешуйчатых выделений разных размеров; часто хлоритизирован. Распространенным минералом является стильномелан, проникающий во все минералы, интенсивно замещающий биотит и амфибол. В ассоциации с амфиболом и биотитом иногда наблюдается флюорит. Рудный минерал - титаномагнетит часто замещается по краям и трещинкам

титанатом, лейкоксеном. Граниты, возникшие в процессе метасоматического замещения пород кувашской свиты, содержат повышенные количества циркона, достигающие местами до 1-3%.

Характерной особенностью гранитов восточного контакта является широкое распространение графических структур, образующихся в результате срастания кварца с плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. Типичны радиально-лучистые структуры графических вростков кварца, расходящихся лучами от мелкокристаллического центра, которые иногда пронизывают несколько зерен полевых шпатов, пересекая двойниковые швы. Количество и размеры вростков кварца в отдельных зернах полевых шпатов варьируют в широких пределах. Вероятно, такие графические структуры возникают в результате замещения полевых шпатов кварцем.

Зона западного контакта Копанского массива имеет сложное строение, обусловленное неоднократным чередованием пород, различных по минеральному составу, структурно-текстурным признакам, а также происхождению и времени образования. В строении зоны участвуют различные роговики, кварциты, сланцы, габбро, микрогаббро, диабазы и граниты. В совокупности вся пачка прослоев кварцитов, роговиков и сланцев образует одну толщу, которая строго следует внешней контуре массива; при этом простирание ее совпадает с направлением простирания отложений саткинской и бакальской свит, получивших развитие к западу от массива. Плоскость западного контакта имеет юго-восточное падение под углом 50° ; более крутое - $70-80^{\circ}$ в области распространения кварцитов и роговиков.

Габброиды зоны западного контакта в основном представлены тонко- и мелкозернистыми разностями с подчиненным развитием средне- и неравнозернистых габбро, чередующимися с полосами роговиков и кварцитов. Ширина полос габбро колеблется от нескольких метров до 20-30 м. Местами наблюдается очень тонкая перемежаемость кварцита и габбро, содержащего до 20% кварца (гранитизированная разновидность).

Среди комплекса пород контактовой зоны распространены жилы аплитовидного гранита, аплита, плагиогранита и микропегматита мощностью от 0,2-0,3 до 2-3 м, а также прожилки и жилковидные выделения того же состава, пронизывающие породы. В связи с их развитием габброидные породы подверглись интенсивному гидротермальному изменению, в результате которого габбро частично превращены в существенно слюдясто-амфиболовые породы, содержащие кварц, вторичный полевой шпат, ильменит и апатит. С этим же процессом связано выполнение многочисленных трещинок кварцем, кальцитом, полевым шпатом, роговой обманкой, слюдой, хлоритом, эпидотом, турмалином, пиритом, иногда галенитом и сфалеритом.

Наличие полос габбро, неоднократно переслаивающихся с кварцитами и роговиками, свидетельствует о нормальном интрузивном характере западного контакта массива с вмещающими породами.

Среди роговиков контактовой зоны выделяются следующие главные разновидности: пироксен-плаггиоклазовые, существенно пироксеновые, кварц-кордиеритовые, диопсидовые, диопсид-полевошпатовые и амфибол-полевошпатовые. В.С. Мясников рассматривает пироксен-плаггиоклазовые породы как беебахиты, т.е. как жильные образования, на том основании, что они выдержанно прослеживаются вдоль западного контакта Копанского массива почти на всем протяжении; образуют небольшие жильообразные тела в самом массиве. Контакты их с габбро неровные, несколько волнистые, но всегда резкие; часто содержат мелкие ксенолиты габбро. Структура этих пород, их общий минеральный и химический состав, количественные соотношения главных компонентов, сходны с беебахитами, широко распространенными в массивах гипербазитов на Восточном склоне Урала.

Указанные породы Д.С. Штейнберг и соавторы (1959), Л.И.Кравцова (1963) рассматривают как одну из разновидностей контактовых роговиков.

Пироксен-полевошпатовые и существенно пироксеновые роговики связаны между собой взаимными переходами. Они представляют свежие тонкозернистые плотные породы массивной текстуры, реже с признаками порфировидного строения. Состав породы первой разновидности близок к типичному габбро-нориту. Главными минералами являются плаггиоклаз, моноклинный и ромбический пироксены, роговая обманка, рудные минералы (ильменит и титаномагнетит); второстепенные - оливин, биотит. Плаггиоклаз в количественном отношении часто преобладает над темноцветными минералами в полевошпатовой разности и находится в подчиненном количестве от единичных зерен до 15% в пироксеновой. По составу соответствует лабрадору 50-55 Ап.

Моноклинный пироксен представлен мелкими изометричными зернами с неровными очертаниями и более крупными выделениями, содержащими пойкилитовые вроски плаггиоклаза. Ромбический пироксен является характерным компонентом породы, но присутствует не в постоянном количестве. По оптическим константам соответствует гиперстену: $n_g = 0,4^0$; $2V = -50^0$. Рудные минералы распределены в породе более или менее равномерно; содержание их достигает 10-20 объемн. %. Они образуют мелкие изометричные зерна, иногда обнаруживающие форму кристаллов октаэдрического облика с несколько сглаженными очертаниями. Главная их масса располагается в промежутках между зернами силикатов. По данным Л.И. Кравцовой (1963), в титаномагнетите содержание TiO_2 составляет 7,3-10,7%, V_2O_5 - 0,5-0,6%, Cr_2O_3 - 0,6-1,0%.

Оливин встречается в виде округлых довольно крупных, редко рассеянных зерен, содержащих пойкилитовые включения плаггиоклаза и рудного минерала. Иногда оливин концентрируется вокруг мелких включений габбро. Красновато-бурая роговая обманка наблюдается в переменном количестве в виде мелких зерен и крупных выделений, пойкилитически проросших плаггиоклазом, пироксеном и рудными ми-

нералами. Наличие крупных выделений пироксена, оливина и амфибола в виде пойкилобластов свидетельствует о частичной перекристаллизации породы. Химический состав пироксен-полевошпатовой разновидности роговика следующий: $\text{SiO}_2 = 44,70$; $\text{TiO}_2 = 2,38$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16,31$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 7,26$; $\text{FeO} = 8,22$; $\text{MnO} = 0,17$; $\text{MgO} = 6,55$; $\text{CaO} = 10,92$; $\text{Na}_2\text{O} = 2,60$; $\text{K}_2\text{O} = 0,30$; $\text{H}_2\text{O} = 0,60$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,03$; $\text{V}_2\text{O}_5 = 0,08$; $\text{P} = 0,31$; $\text{S} = 0,20$; сумма 100,63 (аналитик И.Ф. Колосова, ИГЕМ АН СССР). Числовые характеристики по А.Н. Заваришскому следующие: $a = 6,34$; $c = 8,02$; $b = 31,49$; $S = 54,15$; $f' = 46,16$; $c' = 17,77$; $m' = 36,07$; $l = 8,85$; $n = 92,93$; $f = 20,21$; $a:c = 0,79$; $Q = 12,40$. Из приведенных данных выявляется сходство составов породы и мезократового габбро.

Кварц-кордиеритовые роговики представляют плотные массивные светло-серого и серого цвета породы, в которых рассеяны довольно крупные пластинки биотита или мусковита, а также вкрапленность сульфидов, большей частью пирротина.

Количественные соотношения между кварцем и кордиеритом подвержены значительным колебаниям до образования существенно кордиеритовой разновидности. Неизменные роговики встречаются сравнительно редко, лишь в некоторых участках зоны контакта, чаще они представлены сильно измененной разновидью, в которой кордиерит почти полностью замещен вторичными слюдястыми минералами с образованием по его кристаллам псевдоморфоз.

Кордиерит развит в виде различных по размеру, большей частью мелких короткопризматических кристаллов. Иногда на фоне агрегата из мелких индивидов кордиерита наблюдаются более крупные его кристаллы. В некоторых случаях кордиерит обнаруживает двойниковое строение, обусловленное срастанием двух или нескольких индивидов по (110). В.С. Мясниковым наблюдались тройники срастания с секториальным расположением индивидов кордиерита; $2V = 74^\circ$.

В разновидностях роговика, в которых кордиерит преобладает, кварц заполняет промежутки между кристаллами кордиерита. В кварцево-кордиеритовых роговиках зерна кварца содержат многочисленные мелкие короткопризматические кристаллы кордиерита или его псевдоморфозы с прямолинейными очертаниями.

Амфибол-полевошпатовые роговики обнаруживают полосчатое строение, обусловленное различием в размере зерен и в количественном соотношении минералов, слагающих эти полосы. Амфибол встречается в виде призматических зерен с очень неровными изрезанными очертаниями или в виде кристаллов ($2V = 84^\circ$; $c:Ng = 18^\circ$). Содержание амфибола в породе непостоянное. Одни полосы обогащены им, в других он присутствует в подчиненном количестве. Полевые шпаты представлены главным образом калиевым полевым шпатом. Зерна его более или менее изометричные, имеют неровные края при срастании с окружающим амфиболом.

Диопсидовые и диопсид-полевошпатовые роговики слагаются в основном диопсидом ($2V = 58-59^\circ$; $c:Ng = 39^\circ$), полевым шпатом с примесью тремолита, биотита и мусковита.

Существенное значение в строении западного контакта Копанского массива имеют кварциты, залегающие в виде прослоев, мощность которых колеблется от нескольких метров до 20-30 м, среди различных по составу роговинок. Кварциты представлены мономинеральными, полевошпатовыми и турмалинсодержащими разновидностями. Особенности геологической позиции, процессов метаморфизма и последующей (наложенной) турмалиновой минерализации полевошпатовых кварцитов, возникновение турмалина за счет полевого шпата детально освещены в работах автора (Карпова, 1964, 1965).

Маткальский массив расположен к югу от Копанского массива на расстоянии 6,5 км, отделяясь крупным кварцитовым гребнем Зюраткуль. В юго-западном окончании этого гребня, в двух километрах северо-восточнее Маткальского массива, наблюдаются скальные выходы габброидов, содержащих ильменит-титаномагнетитовое оруденение, аналогичное рудам Маткальского массива.

В плане массив имеет контур вытянутой по простиранию линзы; прослеживается в северо-восточном направлении по аз. 20° в северной и 35° в южной части (за зоной тектонического нарушения) на расстоянии свыше 7 км, постепенно выклиниваясь к югу и северу. Максимальная ширина массива по поверхности достигает 1,7 км, а во флангах уменьшается до 400 м и менее.

На северо-востоке габброиды граничат с катаклазированными гранитами, которые, вероятно, являются продолжением выходов гранитов, прослеживающихся в области восточного контакта Копанского массива. К востоку эти граниты непосредственно сменяются кварцевыми порфирами и сланцами кувашской свиты. Простирание пород этой свиты в районе Маткальского массива северо-восточное $20-30^\circ$, падение юго-восточное; угол падения достигает $70-80^\circ$.

Среди гранитов по составу и структурным особенностям выделяется несколько разновидностей. Преимущественное значение имеют граниты с графическими структурами, обусловленными наличием вростков кварца в полевом шпате. Распространены также обычные лейкократовые граниты с содержанием темноцветных минералов до 10%, в которых по трещинкам в ассоциации с кварцем часто наблюдается флюорит. Менее распространены мелкозернистые аплитовидные граниты, характеризующиеся повышенным содержанием аксессуарных минералов, представленных цирконом, титанитом, флюоритом, ильменитом, титаномагнетитом и шпритом. Кроме отмеченных разновидностей наблюдаются единичные жилы аплита, имеющие мощность до нескольких метров. С наиболее поздним проявлением гранитного магматизма связаны тонкие прожилки плагиогранита (шириной не более 3-4 см) в гранитах. Приведенные данные свидетельствуют о сложном многофазном времени формирования грани-

тоидов. Возрастные соотношения между отдельными разновидностями пока еще не установлены. По-видимому, породы были неоднократно подвержены воздействию щелочных и кремнекислых растворов, обусловивших альбитизацию калиевых полевых шпатов, образование графических структур и развитие более поздней генерации кварца.

В процессе геологической съемки к юго-востоку от Маткальского массива установлены своеобразные очень давленные гранитизированные породы, которые нередко обнаруживают признаки линзовидно-очковой текстуры, типичной для гранито-гнейсов; характерно также графическое прорастание полевого шпата кварцем. Эти породы содержат повышенное количество акцессорных минералов, главным образом циркона в виде сравнительно крупных зерен, содержание которых в некоторых шлифах достигает целых процентов. Наблюдаются постепенные переходы гранитизированных пород в кварцевые порфиры и сланцы кувашской свиты. На основании полученных данных сделан вывод о формировании гранитизированных пород и гранито-гнейсов в результате метасоматической переработки сланцев и кварцевых порфиров кувашской свиты. Исследование материала структурного профиля, вскрывающего зону восточного контакта в юго-восточной части массива, показало, что габброиды непосредственно окаймляются гранитизированными породами, неоднократно переслаиваемыми (по направлению к востоку) с кварцитами и кварцевыми порфирами. Гранитизированные породы местами имеют облик гранито-гнейсов; при микроскопическом исследовании в них почти всегда наблюдаются реликты вмещающих сланцев. Кроме того, в сланцах отмечается постепенное увеличение количества крупных зерен калиевого полевого шпата и кварца от единичных зерен до возникновения пород гранитного состава.

Маткальский массив с северо-запада ограничивается комплексом пород, представленных кварцитами, различными по составу роговиками и сланцами. Среди кварцитов встречаются турмалиносодержащие разновидности, которые распространены на всем протяжении области западного контакта Копанского массива, а также наблюдаются и в зоне контакта Медведевского массива, расположенного севернее.

Кроме отмеченных пород в строении западного контакта существенная роль принадлежит габбро. При этом полосы габбро мощностью до 10-20 м неоднократно чередуются с кварцитами, роговиками и сланцами. Габброиды представлены в основном тонкозернистыми разновидностями, реже наблюдаются полосы габбро более крупнозернистого сложения. Породы содержат рассеянную вкрапленность ильменита и титаномагнетита до 8-10%, апатита до 2-4% и значительную примесь сульфидов до 1-3%. Весь комплекс пород северо-западного контакта плавно окаймляет массив, а по направлению к западу сменяется мощной толщей сланцев бакальской свиты. В юго-западной части массив подстилает пачка пород, представленная прослоями кварцитов и сланцев с подчиненным развитием кварцевых роговиков, возникших, по-видимому, в результате

метаморфизма сланцев бакальской свиты, довольно широко распространенных в этом районе.

Таким образом, строение зоны западного контакта, особенно в северо-западной части массива, сходно со строением западного контакта Копанского массива. Плоскости западного и восточного контактов взаимно параллельны и наклонены к юго-востоку под углом 70° . Полученные данные позволяют сделать вывод о согласном залегании Маткальского массива с вмещающими сланцами бакальской свиты, что противоречит представлениям более ранних исследователей о секущем характере контакта Кусинско-Копанского интрузива именно в этом участке района.

Заканчивая краткую геологическую характеристику пород, непосредственно ограничивающих рудоносные массивы, мы переходим к изложению материала, касающегося внутреннего строения самих массивов. Этот материал базируется на данных, полученных автором в результате многолетнего детального изучения, главным образом керна многочисленных буровых скважин.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГАББРОВЫХ
МАССИВОВ

Копанский массив

В основном массив сложен неизменными разновидностями габбро, реже габбро-норита, однотипными по составу, но отличающимися количественным соотношением породообразующих минералов и размером зерен. Распространены пегматоидные габбро и габбро-пегматиты; редки оливинсодержащие габбро. Различные разновидности габбро образуют неоднократно повторяющиеся полосы, параллельные контактам и первичной слоистости вмещающих пород древней осадочной толщи. Полосчатое строение массива подчеркивается наличием рудной вкрапленности титаномагнетита и ильменита в различном количестве, а также согласными с полосчатостью телами сплошных титаномагнетитовых руд. Полосы габбро и рудоносных габбро прослеживаются на значительные расстояния по простиранию и падению, обуславливая псевдостратификацию массива. Залегание габброидов внутри массива более пологое (угол падения $45-50^{\circ}$ на юго-восток) по сравнению с более крутым падением пород контактовой зоны.

Характерную особенность внутреннего строения массива составляют ксенолиты карбонатных пород, превращенных в кальцифиры. Они образуют линзовидные тела, согласные с полосчатостью массива и вмещающими породами. Ксенолиты окружаются различными контактными породами; из них существенное значение имеют гранатовые, гранат-везувиановые, гранат-хлоритовые и диопсидовые породы, среди которых залегают небольшие тела титаномагнетитовых, перовскит-магнетитовых и шпинель-магнетитовых руд. В эндоконтактной части массива наблюдаются ксенолиты различных по составу роговиков и кварцитов в виде линзовидных тел, ориентированных параллельно вмещающим породам.

В пределах Копанского массива на основании изучения материалов разрезов, пересекающих полностью весь массив, с учетом данных геологической съемки выделяются: восточная, центральная и западная зоны (фиг. 1,2). Эти зоны не имеют четких границ между собой, но отличаются некоторыми специфическими особенностями.

Восточная зона является самой крупной и занимает по площади почти половину массива. Эта зона сложена в основном мелко-

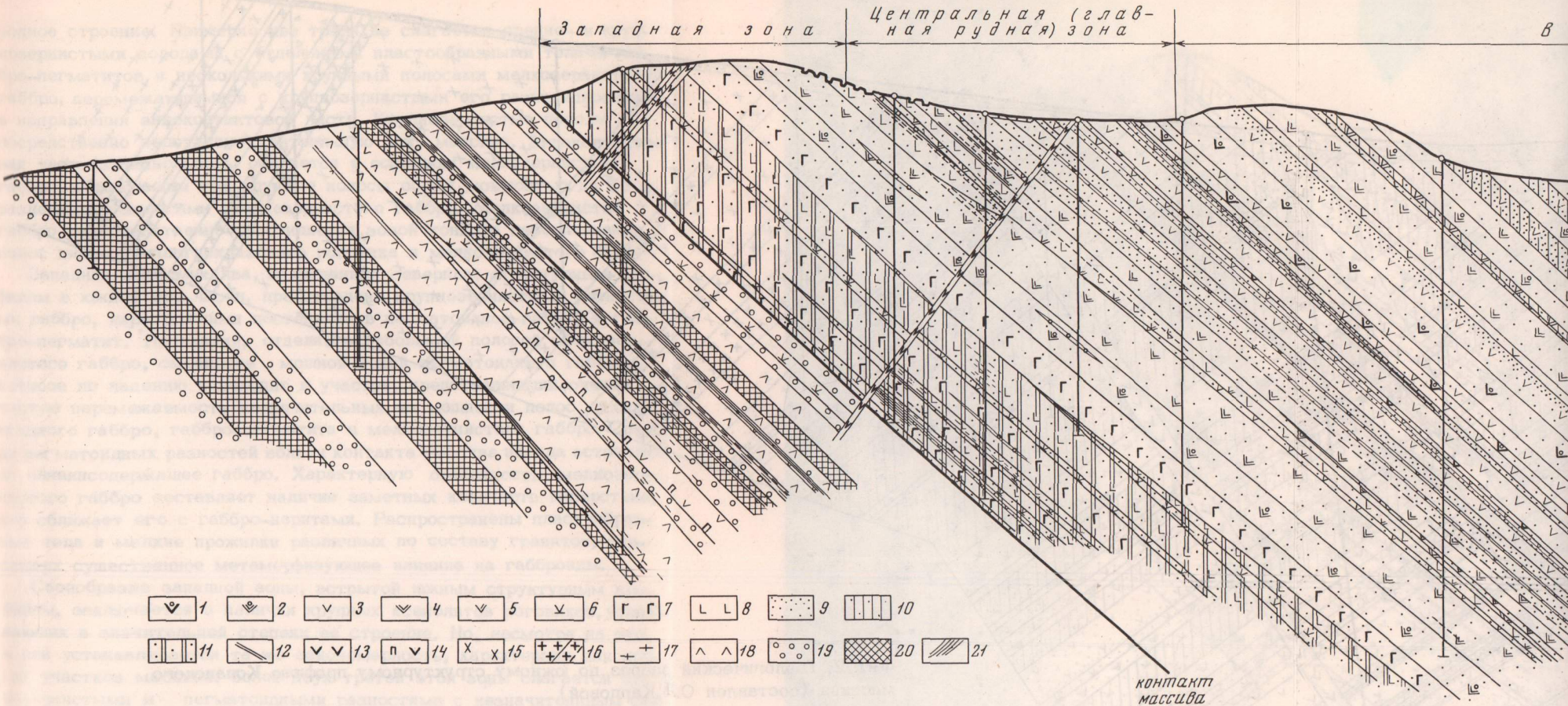
зернистыми разновидностями габбро и габбро-норита. По направлению к центральной зоне наблюдается увеличение размера зерен породообразующих и рудных минералов, в связи с чем получают распространение средне- и крупнозернистое габбро; наблюдаются также незначительные по мощности обособления пегматоидного габбро и габбро-пегматита.

К висячему боку восточной зоны нередко приурочены жильные тела различного по составу гранита, часто с графическими структурами прорастания кварцем полевого шпата. Габброиды в таких участках представлены амфиболитизированными и соссюритизированными разновидностями с значительным содержанием вторичной роговой обманки, слюды, кварца, образование которых обусловлено влиянием более позднего гранитного магматизма. Степень изменения пород постепенно уменьшается в направлении от восточного контакта к центральной зоне массива.

Центральная зона расположена ближе к западному контакту массива и находится от него на расстоянии 220-250 м. Эта зона, в отличие от других, имеет очень однотипное строение, почти на всем своем протяжении в пределах массива. Породы, слагающие центральную зону, образуют очень выдержанные по простираению, а иногда и по мощности псевдопрослой, так что некоторые из них являются маркирующими. Они представлены разновидностями нормального габбро с переменным содержанием главных породообразующих минералов, отличающимися по размеру зерен. Габброиды чередуются друг с другом, неоднократно повторяются в разрезе, выявляя первичную расслоенность плутона. Границы между отдельными псевдопрослоями отчетливые с довольно резкими переходами одной породы в другую или часто постепенные в пределах первых десятков сантиметров. Преобладают среднезернистое мезократовое и лейкократовое габбро; подчиненное значение имеют мелкозернистые мезо- и меланократовые разновидности габбро. Характерны крупные пластообразные тела габбро-пегматитов, очень выдержанно прослеживающиеся на большие расстояния (12-15 км). В отдельных участках зоны распространены пегматоидные габбро, имеющие постепенные переходы к габбро-пегматитам. Незначительное развитие имеют оливинсодержащие разновидности. Породы этой зоны слабо затронуты вторичными процессами изменения: лишь там, где имеются те или иные нарушения и вблизи даек диабазы они более метаморфизованы.

Западная зона, приуроченная к лежащему боку массива, отличается от центральной зоны переменной мощностью и непостоянным составом слагающих ее пород в различных участках массива. В центральной наиболее широкой его части эта зона имеет мощность около 320 м, в то время как в южной (где она пересекается двумя структурными профилями - северным и южным) - мощность уменьшается до 160 м.

Западная зона в центральной части массива на основании материалов, полученных по одной из глубоких скважин, имеет неодн-



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21

контакт массива

Фиг. 1. Геологический разрез по северному структурному профилю Копанского массива (составлен О.В.Карповой)

1-9 - габбро: 1 - лейкократовое среднезернистое с участками анортозита, 2 - лейкократовое крупнозернистое, 3 - мезократовое среднезернистое, 4 - мезократовое крупнозернистое, 5 - мезократовое неравномернозернистое, 6 - мелкозернистое, 7 - пегматоидное, 8 - габбро-пегматит, 9 - рудное, 10-11 -

вкрапленные руды с содержанием обособленных зерен, 10 - ильменита выше 5%, 11 - ильменита и апатита выше 5%; 12 - прожилкообразные тела сплошного титаномагнетита; 13 - афанитовые диабазы; 14 - диабазовые порфиры; 15 - кварцевые диориты; 16 - граниты аплитовидные и их прожилки; 17 - гранито-гнейсы; 18 - плагиоклаз-пироксеновые роговики; 19 - роговики; 20 - кварциты; 21 - зоны рассланцевания.

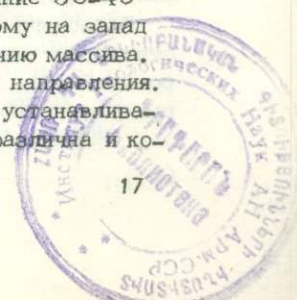
родное строение. Примерно две трети ее слагается средне- и крупнозернистыми породами с отдельными пластообразными телами габбро-пегматитов и несколькими крупными полосами мелкозернистого габбро, перемежающимися с крупнозернистыми его разновидностями в направлении эндоконтактовой части. Крупнозернистые породы непосредственно подстилают центральную зону массива. Эндоконтактовая часть западной зоны слагается в основном мелкозернистым габбро, образующим три крупные полосы общей мощностью до 85 м, разделенные полосами среднезернистого габбро. Мелкозернистое габбро непосредственно подстилается зоной тонкого переслаивания полос пироксен-плаггиоклазового роговика и мелкозернистого габбро.

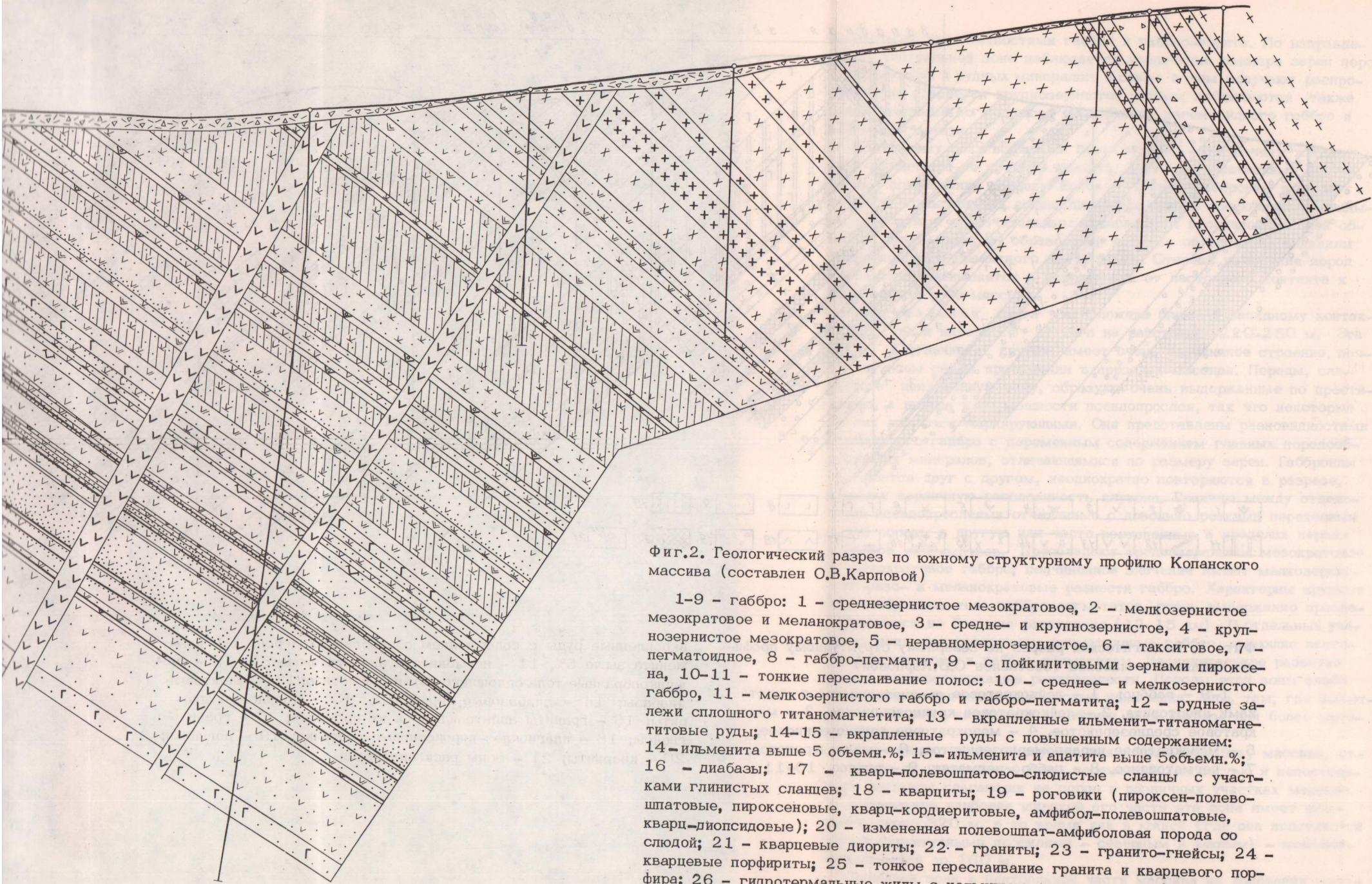
1175
Западная зона массива, подсеченная северным структурным профилем в южной его части, представлена крупнозернистыми разностями габбро, переходящими постепенно в пегматоидное габбро и габбро-пегматит. Последний, отделяясь небольшой полосой мелкозернистого габбро, сменяется мощной зоной пегматоидного габбро, которое по падению переходит в участок, представляющий очень частую перемежаемость незначительных по мощности полос пегматоидного габбро, габбро-пегматита и мелкозернистого габбро. Среди пегматоидных разностей вблизи контакта массива иногда встречается оливинсодержащее габбро. Характерную особенность мелкозернистого габбро составляет наличие заметных количеств гиперстена, что сближает его с габбро-норитами. Распространены пластообразные тела и мелкие прожилки различных по составу гранитов, оказавших существенное метаморфизирующее влияние на габброиды.

Своеобразие западной зоны, вскрытой южным структурным профилем, заключается в наличии крупных ксенолитов роговиков, усложняющих в значительной степени ее строение. Но, несмотря на это, в ней устанавливается та же закономерность, характерная для других участков массива: более двух третей этой зоны слагается крупнозернистыми и пегматоидными разностями с незначительным развитием мелкозернистого габбро в направлении эндоконтактовой части массива. Вторая — меньшая часть представлена мелкозернистыми разностями габбро с подчиненными полосами средне- и неравномернозернистого габбро. Гранитные породы в этом участке массива редки.

Таким образом, центральная зона имеет постепенный переход через крупнозернистые разности пород с восточной и западной зонами. Краевые части восточной и западной зон (за некоторым исключением) слагаются мелкозернистыми разностями габбро.

В пределах Копанского массива широко распространены дайки диабазов, диабазового порфирита, особенно в центральной его части. Они имеют преимущественно северо-восточное простирание $30-40^\circ$ с углом падения от $40-60^\circ$ до близкого к вертикальному на запад и ориентированы диагонально по отношению к простиранию массива. Реже встречаются дайки широтного и северо-западного направления. Дайки пересекают габброидные породы и руды; по ним устанавливаются смещения небольшой амплитуды. Мощность даек различна и ко-





Фиг.2. Геологический разрез по южному структурному профилю Копанского массива (составлен О.В.Карповой)

1-9 - габбро: 1 - среднезернистое мезократовое, 2 - мелкозернистое мезократовое и меланократовое, 3 - средне- и крупнозернистое, 4 - крупнозернистое мезократовое, 5 - неравномернозернистое, 6 - такситовое, 7 - пегматоидное, 8 - габбро-пегматит, 9 - с пойкилитовыми зернами пироксена, 10-11 - тонкие переслаивание полос: 10 - среднее- и мелкозернистого габбро, 11 - мелкозернистого габбро и габбро-пегматита; 12 - рудные залежи сплошного титаномagnetита; 13 - вкрапленные ильменит-титаномagnetитовые руды; 14-15 - вкрапленные руды с повышенным содержанием: 14 - ильменита выше 5 объемн.%; 15 - ильменита и апатита выше 5 объемн.%; 16 - диабазы; 17 - кварц-полевошпатово-слюдистые сланцы с участками глинистых сланцев; 18 - кварциты; 19 - роговики (пироксен-полевошпатовые, пироксеновые, кварц-кордиеритовые, амфибол-полевошпатовые, кварц-диопсидовые); 20 - измененная полевошпат-амфиболовая порода со слюдой; 21 - кварцевые диориты; 22 - граниты; 23 - гранито-гнейсы; 24 - кварцевые порфиры; 25 - тонкое переслаивание гранита и кварцевого порфира; 26 - гидротермальные жилы с кальцитом, хлоритом, сульфидами и др.; 27 - аллювиальные и делювиальные отложения; 28 - тектонические нарушения

родное строение. Примерно две трети ее слагается средне- и крупнозернистыми породами с отдельными пластообразными телами габбро-пегматитов и несколькими крупными полосами мелкозернистого габбро, перемежающимися с крупнозернистыми его разновидностями в направлении эндоконтактовой части. Крупнозернистые породы непосредственно подстилают центральную зону массива. Эндоконтактовая часть западной зоны слагается в основном мелкозернистым габбро, образующим три крупные полосы общей мощностью до 85 м, разделенные полосами среднезернистого габбро. Мелкозернистое габбро непосредственно подстилается зоной тонкого переслаивания полос пироксен-плаггиоклазового рогавика и мелкозернистого габбро.

1175
Западная зона массива, подсеченная северным структурным профилем в южной его части, представлена крупнозернистыми разностями габбро, переходящими постепенно в пегматоидное габбро и габбро-пегматит. Последний, отделяясь небольшой полосой мелкозернистого габбро, сменяется мощной зоной пегматоидного габбро, которое по падению переходит в участок, представляющий очень частую перемежаемость незначительных по мощности полос пегматоидного габбро, габбро-пегматита и мелкозернистого габбро. Среди пегматоидных разностей вблизи контакта массива иногда встречается оливинсодержащее габбро. Характерную особенность мелкозернистого габбро составляет наличие заметных количеств гиперстена, что сближает его с габбро-норитами. Распространены пластообразные тела и мелкие прожилки различных по составу гранитов, оказавших существенное метаморфизирующее влияние на габброиды.

Своеобразие западной зоны, вскрытой южным структурным профилем, заключается в наличии крупных ксенолитов рогавиков, усложняющих в значительной степени ее строение. Но, несмотря на это, в ней устанавливается та же закономерность, характерная для других участков массива: более двух третей этой зоны слагается крупнозернистыми и пегматоидными разностями с незначительным развитием мелкозернистого габбро в направлении эндоконтактовой части массива. Вторая — меньшая часть представлена мелкозернистыми разностями габбро с подчиненными полосами средне- и неравномернозернистого габбро. Гранитные породы в этом участке массива редки.

Таким образом, центральная зона имеет постепенный переход через крупнозернистые разности пород с восточной и западной зонами. Краевые части восточной и западной зон (за некоторым исключением) слагаются мелкозернистыми разностями габбро.

В пределах Копанского массива широко распространены дайки диабазового порфирита, особенно в центральной его части. Они имеют преимущественно северо-восточное простирание $30-40^\circ$ с углом падения от $40-60^\circ$ до близкого к вертикальному на запад и ориентированы диагонально по отношению к простиранию массива. Реже встречаются дайки широтного и северо-западного направления. Дайки пересекают габброидные породы и руды; по ним устанавливаются смещения небольшой амплитуды. Мощность даек различна и ко-

леблется от долей метра до 20 м, в среднем 8–10 м при протяженности до 1 км. На северном и особенно на южном флангах массива также встречаются дайки плагиогранита, имеющие простирание, близкое к меридиональному, юго-восточное падение и сравнительно небольшую мощность. Как отмечалось ранее, в пределах восточной и западной зон распространены многочисленные жилы и прожилки различного по составу гранита.

Маткальский массив

Строение массива отражено на геологической карте (фиг. 3) и разрезе (фиг. 4). Массив слагается в основном теми же разновидностями габбро, что и Копанский массив, но породы Маткальского обычно амфиболлизированы и сосюритизированы; неизменные разновидности габбро встречаются лишь в отдельных участках. Характерной особенностью массива является наличие крупных полос оливинсодержащих габбро, пироксенитов и горнблендитов среди лейкократовых и мезократовых габброидов. Распространены пегматоидные разновидности габбро; габбро пегматиты встречаются редко. Типично крупнополосчатое расслоение массива с мощностью отдельных полос габбро и пироксенитов до 20–40 м.

Породы, слагающие массив, имеют выдержанное юго-восточное падение под углом 60–70° (значительно более крутое, чем падение пород Копанского массива); простирание их параллельно контактам и первичной слоистости пород древней осадочной толщи.

В пределах массива наблюдаются многочисленные ксенолиты вмещающих осадочно-метаморфизованных пород. Они представлены сланцами, кварцитами, различными роговиками, кальцифирами с комплексом контактовых пород. Породы ксенолитов имеют согласное простирание с элементами залегания полосчатости габбро и вмещающими породами. Ксенолиты встречаются в пределах всего массива, но наиболее обычны для краевых частей.

К восточной части массива приурочен крупный ксенолит кварцитов с прослоями конгломератов зигальгинской свиты. Кварциты и конгломераты в отдельных участках густо пропитаны гидроокислами железа; трещинки в кварцитах часто выполнены гидрогетитом в виде сфероидов с почковидной поверхностью. Местами в кварцитах заметно полосчатое строение, обусловленное сортировкой зерен кварца различной крупности и наличием хлорит-серицит-кварцевых полосок с примесью углистого вещества. В центральной и западной зонах массива распространены диопсидовые и полосчатые полевошпатодиопсидовые роговики. В контакте с кальцифирами развиты хлоритовые, серпентиновые, хлорит-гранатовые и хлорит-тремолитовые породы.

В геолого-структурном отношении массив имеет неоднородное строение и подразделяется (по направлению простирания) на северо-восточную, центральную и юго-западную части, каждая из которых имеет протяжение около 2,5 км. Юго-восточная часть массива

сместена к востоку широтным разломом на расстояние 550 м по отношению к центральной (фиг. 3). Наличие зоны тектонического нарушения предполагается также между центральной и северо-западной частями массива.

Северо-восточная часть складывается сравнительно однородными породами, представленными в основном среднезернистым, близким по составу к лейкократовому, амфиболитизированным и соскюритизированным габбро. Размер зерен породообразующих минералов местами варьирует, обуславливая крупно- или более мелкозернистое строение. Породы характеризуются незначительным содержанием рудных минералов от единичных зерен до нескольких процентов (не более 3-4 об.%).

В пределах северо-восточной части наблюдаются небольшие обособления и сравнительно крупные линзовидные тела пироксенитов и горнблендитов до 40-50 м в поперечнике и до 200 м и более по простиранию. Контакт отмеченных пород с вмещающим лейкократовым габбро в большинстве случаев резкий. Среди пироксенитов распространены оливинсодержащие разновидности с примесью бурой роговой обманки, апатита и рудных минералов. Незначительно измененные разновидности этих пород встречаются лишь в отдельных участках; обычно оливин и пироксены (моноклинный и ромбический) замещаются роговой обманкой с образованием многочисленных рудных выделений, густо пронизывающих породу. В области северо-западного контакта горнблендит нередко образуется за счет изменения существенно пироксеновых оливинсодержащих роговиков, заключающих мелкую вкрапленность ильменита и титаномагнетита до 12 об.%. Характерны также неравномернозернистые горнблендиты, возникшие по габбро. Эти породы обычно пространственно тесно связаны и между ними устанавливаются постепенные переходы. Пегматоидное габбро и габбро-пегматиты имеют подчиненное значение.

В пределах центральной и юго-западной частей массива по направлению с востока на запад выделяются четыре зоны: восточная, главная, центральная и западная. Геолого-разведочные работы подтвердили и уточнили эти зоны.

Восточная зона непосредственно примыкает к контакту массива, имеет ширину выхода 270-300 м и складывается в основном неравномерно- и крупнозернистыми разновидностями мезократового и лейкократового состава с содержанием рудных минералов от единичных зерен до 10%; мелкозернистое габбро имеет подчиненное значение. Характерны крупные полосы (до 40 м) пегматоидного габбро. Вблизи контакта наблюдаются жильные тела графита. Габброиды амфиболитизированы и соскюритизированы, местами хлоритизированы и эпидотизированы. В них встречаются многочисленные прожилки, выполненные кальцитом, полевым шпатом, хлоритом, эпидотом, турмалином, сульфидами (пирит, реже халькопирит). Иногда возникают хлорит-эпидотовые и существенно эпидотовые породы с признаками структур исходного габбро и реликтами первичных минералов (ильменит, апатит). Под влиянием механических воздей-

ствий породы восточной зоны часто смяты и имеют признаки рас-
сланцевания.

Главная зона также приурочена к висячему боку массива; имеет максимальную ширину выхода по поверхности 320 м в центральной части массива и минимальную — 130 м в юго-западной и северо-восточной частях массива. На юго-западе главная зона постепенно выклинивается, а северо-восточное ее окончание пока остается еще не установленным. Она сложена мелкозернистым габбро с подчиненным развитием лейко- и мезократового среднезернистого габбро. Габброиды этой зоны меньше изменены, чем породы восточной зоны. Среди них на глубине свыше 300 м наблюдается (по керну буровой скважины) крупный участок габбро-норита, неизмененного или слабо затронутого процессом амфиболитизации и сосюритизации.

Центральная зона является самой крупной в массиве, достигая в поперечном сечении 400 м. Представлена неравномерно-зернистым пегматоидным габбро, оливинсодержащим габбро с пойкилитовыми зернами пироксена, пироксенитами и горнблендитами. Подчиненное значение имеет среднезернистое мезократовое и лейкократовое габбро, редко встречаются единичные полосы мелкозернистого габбро.

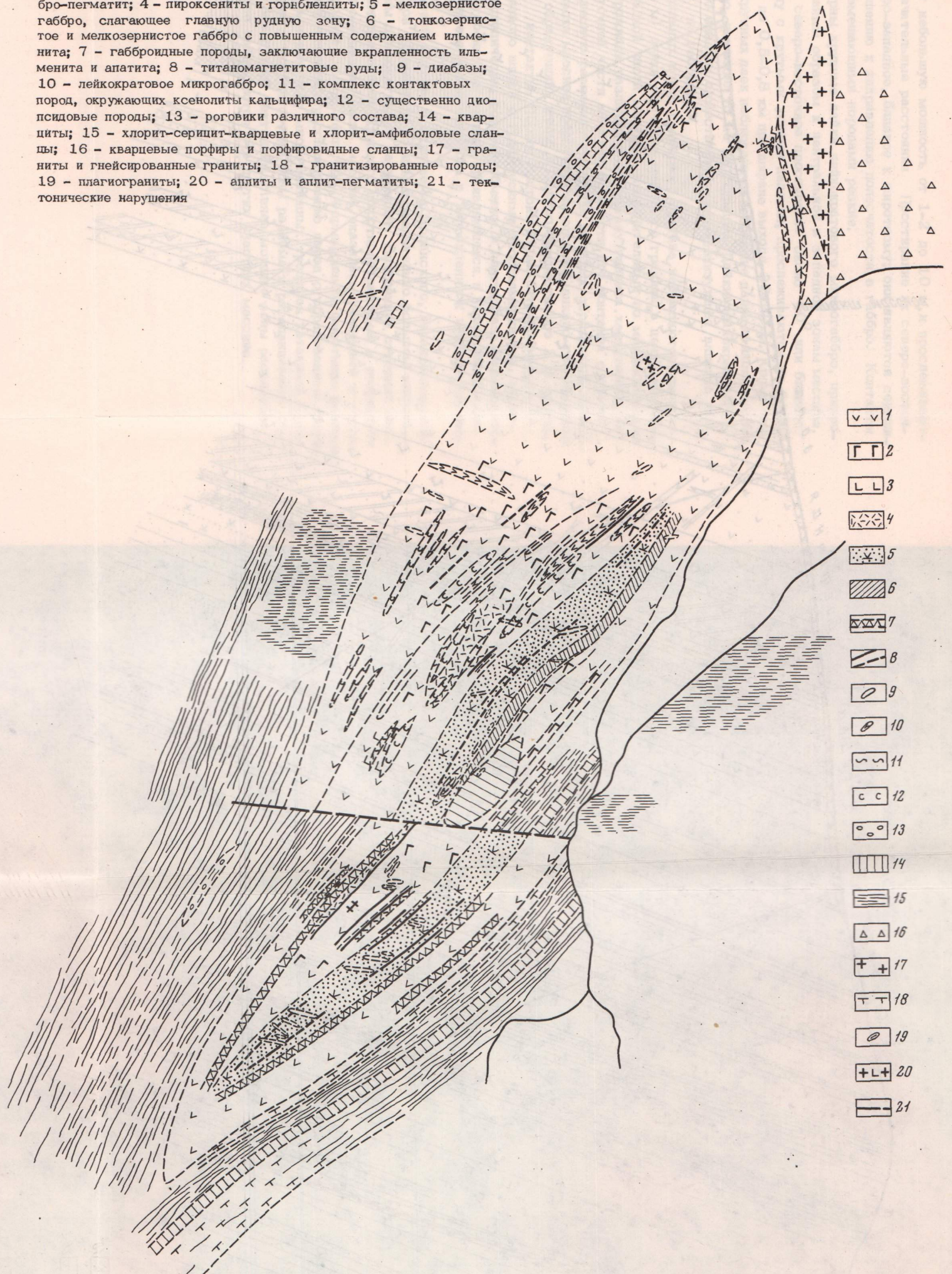
Западная зона отличается непостоянной мощностью так же, как и западная зона Копанского массива. Наиболее широкая ее часть (до 800 м) приурочена к центральной части массива, где она сложена пегматоидными и крупнозернистыми разностями габбро с незначительным развитием мелкозернистого габбро. Область западного контакта в этом участке массива скрыта под наносами. В пределах юго-западной части массива мощность западной зоны сокращается до 150 м. В этой части массива распространены мелкозернистые, среднезернистые и пегматоидные разности габбро; мелкозернистое габбро несколько преобладает. Среди габброидов наблюдаются ксенолиты вмещающих сланцев. Встречаются крупные до 20 м полосы гнейсированного гранита, возникшего в результате гранитизации сланцев. Местами гнейсированные граниты часто переслаиваются с полевошпатовыми кварцитами, аналогично переслаиванию осадочных пород; при этом кварциты сходны с гранитами.

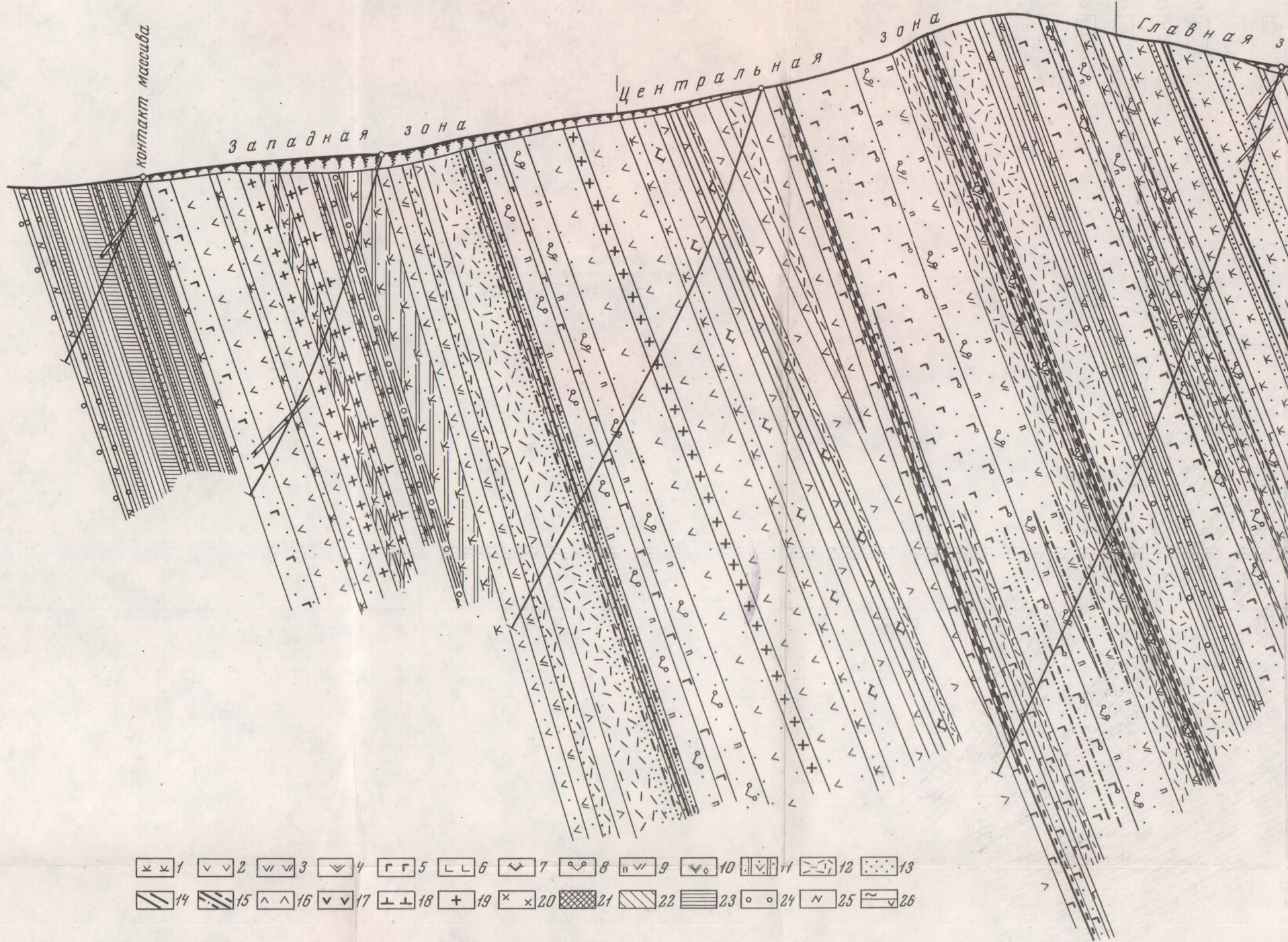
Наряду с метасоматическими гранитами в этом участке массива имеются жильные граниты, являющиеся, по-видимому, производными гранитной магмы, которые оказали существенное метаморфизирующее влияние на габброиды и включенные в них сланцы и кварциты. Породы габбрового комплекса полностью амфиболитизированы и сосюритизированы, давленные, иногда рассланцованные с образованием амфибол-хлоритовых сланцев, содержащих реликты рудных минералов. Титаномагнетит при этом замещен амфиболом и хлоритом; ильменит лишь частично лейкоксенизирован.

Среди жильных образований в Маткальском массиве распространены диабазы, диабазовые порфириты, лейкократовые микрогаббро и граниты различного состава. Дайки диабаза и диабазового порфи-

Фиг.3. Схематическая геологическая карта Маткальского массива (составлена О.В.Карповой)

1 - габбро амфиболитизированное и сосюртитизированное мелко-средне- и крупнозернистое; 2 - пегматоидное габбро; 3 - габбро-пегматит; 4 - пироксениты и горнблендиты; 5 - мелкозернистое габбро, слагающее главную рудную зону; 6 - тонкозернистое и мелкозернистое габбро с повышенным содержанием ильменита; 7 - габброидные породы, заключающие вкрапленность ильменита и апатита; 8 - титаномагнетитовые руды; 9 - диабазы; 10 - лейкократовое микрогаббро; 11 - комплекс контактовых пород, окружающих ксенолиты кальцифира; 12 - существенно диопсидовые породы; 13 - роговики различного состава; 14 - кварциты; 15 - хлорит-серцит-кварцевые и хлорит-амфиболовые сланцы; 16 - кварцевые порфиры и порфиридные сланцы; 17 - граниты и гнейсированные граниты; 18 - гранитизированные породы; 19 - плагнограниты; 20 - аплиты и аплит-пегматиты; 21 - тектонические нарушения





Фиг.4. Геологический разрез по Маткальскому массиву (составлен О.В.Карповой)

1 - 11 габбро: 1 - мелкозернистое, 2 - среднезернистое, 3 - неравномернозернистое, 4 - крупнозернистое, 5 - пегматоидное, 6 - габбро-пегматит, 7 - лейкократовое, 8 - оливинсодержащее и оливинное, 9 - с пойкилитовым пироксеном, 10 - со сфеном, 11 - с апатитом и ильменитом; 12 - горблениты и пироксениты; 13 - вкрапленность рудных зерен (ильме-

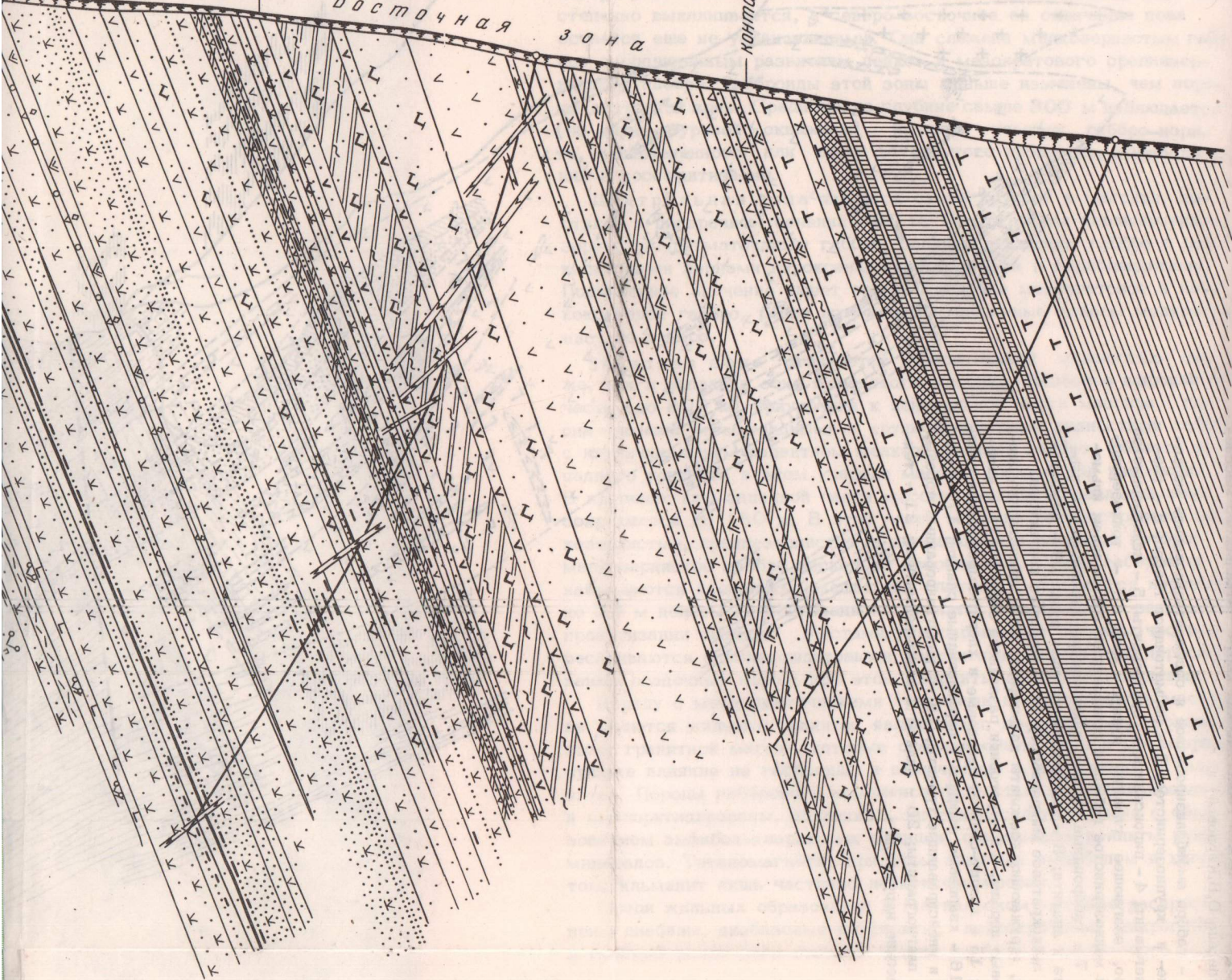
нит и титаномагнетит); 14 - сплошные ильменит-титаномагнетитовые руды и их прожилкообразные выделения; 15 - полосчатый тип оруденения; 16 - лейкократовое тонкозернистое габбро (дайки породы); 17 - диабазы; 18 - гранито-гнейсы; 19 - граниты; 20 - диориты; 21 - породы кувашской свиты; 22 - сланцы; 23 - кварциты; 24 - роговики; 25 - полевошпат-амфиболовые породы; 26 - давленное и рассланцованное габбро



она массива

Восточная зона

контакт массива



рита имеют небольшую мощность от 1-2 до 10 м и прослеживаются на незначительные расстояния. Простираются их северо-восточное и северо-западное, близкое к широтному; они являются секущими по отношению к направлению полосчатости в габбро. Контакты диабазы с вмещающими породами резкие.

Характерны крупные дайки лейкократового микрогаббро, приуроченные главным образом к центральной и западной зонам массива. Они имеют северо-восточное простираение около 40° или близкое к широтному с крутыми углами падения; прослеживаются на большие расстояния до 0,5-0,8 км при ширине выхода 30-60 м. Кроме отмеченных крупных даек наблюдаются небольшие дайки лейкократового микрогаббро, имеющие то же простираение. Дайки лейкократового микрогаббро оказали существенное метаморфизирующее влияние на вмещающие их габброиды.

Среди жильных пород гранитного состава наблюдаются крупные (до 10-15 м) дайки обычного щелочного гранита в центральной зоне юго-западной части массива. Незначительные по мощности жилы и мелкие прожилки различного по составу гранита характерны для северо-восточной части массива в области его контакта с гранитами. Интересную разновидность среди жильных образований северо-восточной части массива представляет роговообманково-гранофировый пегматит, образующий жилы в габбро мощностью до 2 м, имеющие резкие контакты. Порода состоит из альбитизированного калиевого полевого шпата с графическими вростками кварца, заметными макроскопически, роговой обманки и плагиоклаза. Наблюдается зональное строение пегматита, проявляющееся в уменьшении количества и размера зерен амфибола в направлении к центральной части жилы.

Маткальский массив, в отличие от Копанского, характеризуется более сложной тектоникой. В нем в значительно большем масштабе проявлены дизъюнктивные нарушения. Внутреннее строение массива осложнено наличием крупного широтного разлома, в результате которого юго-западная часть массива оказалась смещенной к востоку на расстояние 550 м (фиг. 3). Формирование широтного разлома привело к интенсивному расщеплению пород с образованием структур будинажа и развитию многочисленных трещинок катаклаза в рудных минералах. Возникновение зоны разлома и расщепления относится к послерудной тектонике. Менее мощные зоны расщепления нередко наблюдаются и в других участках массива.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГАББРОВЫХ МАССИВОВ

Массивы слагаются близкими по составу разновидностями габбро, отличающимися размером зерен и количественным соотношением главных породообразующих минералов. Среди них по содержанию плагиоклаза выделяются: анортозиты не менее 80 об. %, лейкократовое габбро – 65–80%, мезократовое – 65–40%, меланократовое – ниже 40%. Кроме того, были выделены оливниновое габбро и габбро-нориты. Данное подразделение относится к породам, в которых количество рудных минералов не превышает 10–12% объема. Габбро, содержащее рудные минералы в большем количестве, отнесено к рудным габбро и будут рассмотрены в разделе вкрапленных руд. Количественно-минеральный состав различных разновидностей габбро приведен в табл. 1.

По размеру зерен различаются: тонкозернистое (1–2 мм), мелкозернистое (2–5 мм), среднезернистое (5–7 мм), крупнозернистое (0,7–0,8 мм), пегматоидное (0,5–1,5 см) габбро и габбро-пегматиты от 1,2 см и более.

Распространение отдельных разновидностей габбро в пределах массивов показано при рассмотрении их геологического строения. Ввиду близкого состава пород представлялось целесообразным здесь дать сводное описание минералов для всех разновидностей габбро с указанием характерных особенностей минералов, свойственных определенным разновидностям габбро. Химические анализы породообразующих минералов приведены в табл. 2.

Плагиоклаз является одним из главных минералов габбро. Содержание его в породах колеблется от 30–40% в меланократовых разновидностях до 98% в анортозитах. Развита в виде удлиненных призматических и таблитчатых кристаллов или зерен различного размера, имеющих прямоугольные сечения с прямолинейными, реже неровными очертаниями. Часто кристаллы плагиоклаза располагаются под углом друг к другу. В большинстве случаев плагиоклаз резко идиоморфен по отношению к темновым минералам породы. Состав плагиоклаза колеблется в незначительных пределах 50–62 An, отвечая лабрадору. Плагиоклаз с наиболее высоким содержанием анортозитовой составляющей наблюдается в оливниновом габбро и отдельных разновидностях габбро-пегматита. Основность плагиоклаза в слабой степени уменьшается в направлении контактов масси-

Таблица 1

Количественно-минеральный состав габбро (об.%)

Минералы	Анортозиты	Лейкокра- товое габбро	Мезократовое габбро
Плагиоклаз	81,1-98,3	65,2-81,1	46,7-64,7
Моноклинный пироксен	1,5-12,2	12,2-22,2	28,7-41,3
Ильменит	0,5-3,3	2,1-4,6	1,3-4,2
Титаномагнетит	0,9-6,2	2,3-7,1	3,5-11,6
Апатит	1,3-3,7	0,1-4,5	0,02-4,5
Биотит	-	-	0,2-3,4
Оливин	-	-	-
Гиперстен	-	-	-

Таблица 1 (окончание)

Минералы	Меланокра- товое габбро	Оливиновое габбро	Габбро- нориты
Плагиоклаз	33,3-40,4	13,2	51,9-55,4
Моноклинный пироксен	43,2-50,8	60	12,2-26,1
Ильменит	2,1-4,9	2,7-6,4	2,9
Титаномагнетит	2,3-9,4	4,0-12,3	5,9
Апатит	0,2-1,9	-	2,9-5,8
Биотит	0,2-11,9	-	1,5
Оливин	-	7,6-18,0	-
Гиперстен	-	1,5-3,0	3,0-10,0

ва (плагиоклаз 47-48 An). Характерно двойникование по альбитовому, карлсбадскому, периклиновому, альбит-карлсбадскому законам; редко по эстэрельскому и альбит-эстэрельскому законам. Двойниковые полоски обычно широкие. Признаки зонального строения

Таблица 2

Химические анализы породообразующих минералов габбро

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	53,55	50,52	50,44	51,06	0,48	-	33,49	0,44
TiO ₂	0,04	0,80	0,83	1,03	-	-	0,36	48,86
Al ₂ O ₃	28,75	2,56	2,64	3,00	0,10	-	18,06	0,76
Fe ₂ O ₃	0,45	2,21	1,92	1,10	0,30	0,39	4,48	8,28
FeO	0,44	11,15	9,64	9,53	-	-	19,29	39,89
MnO	Следы	0,30	0,30	0,24	Следы	Следы	0,09	1,49
MgO	0,39	13,90	14,26	15,01	0,48	-	9,60	0,23
CaO	11,40	18,30	19,70	18,60	54,18	54,87	0,64	-
Na ₂ O	4,13	0,34	0,40	0,35	-	сл.	0,94	-
K ₂ O	0,62	0,04	0,04	0,20	-	-	8,06	-
H ₂ O ⁻	0,05	0,12	0,16	-	0,13	-	0,58	-
H ₂ O ⁺	0,45	-	-	0,32	0,20	0,22	4,00	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	41,35	41,80	-	-
SiO	-	-	-	-	0,32	0,14	-	-
Th ₂ O ₃	-	-	-	-	0,40	0,25	-	-
F	-	-	-	-	3,40	3,13	0,40	-
Cl	-	-	-	-	0,28	0,25	-	-
V ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	0,09
Сумма	100,27	100,24	100,33	100,44	101,62	101,05	99,99	100,04
-O = (F, Cl) ₂					-1,48	-1,31	-0,17	
Аналитик	К.П.Сокова	В.А.Молева	В.А.Молева	К.П.Сокова	В.А.Молева	З. В.Васильева	О.А.Алексеева	О.П.Острогорская
Уд. вес	2,703	3,371	3,327	3,36	3,223	3,105	3,121	

Таблица 2 (примечание)

- 1 - плагиоклаз из крупнозернистого габбро; состав $Ab_{38}An_{58}Or_4$;
- 2 - пироксен из лейкократового габбро. Кристаллохимическая формула:
 $[(Na_{0,02}K_{0,02}Ca_{0,74})_{0,76}(Mn_{0,01}Mg_{0,78}Fe^{2+}_{0,35}Ti_{0,02}Al_{0,02}Fe^{3+}_{0,06})_{1,24}]_2 \cdot (Si_{1,90}Al_{0,10})_2 \cdot O_6$;
- 3 - пироксен из меланократового габбро
 $[(Na_{0,02}K_{0,01}Ca_{0,79})_{0,82}(Mn_{0,01}Mg_{0,79}Fe^{2+}_{0,30}Ti_{0,02}Al_{0,01}Fe^{3+}_{0,05})_{1,18}]_2 \cdot Si_{1,89}Al_{0,11}O_6$;
- 4 - пироксен из габбро-пегматита
 $[(Na_{0,02}K_{0,01}Ca_{0,74})_{0,77}(Mn_{0,01}Mg_{0,83}Fe^{2+}_{0,30}Ti_{0,03}Al_{0,03}Fe^{3+}_{0,03})_{1,23}]_2 \cdot (Si_{1,90}Al_{0,10})_2 \cdot O_6$;
- 5 - апатит из габбро-пегматита;
- 6 - апатит из лейкократового габбро;
- 7 - биотит из габбро-пегматита
 $(K_{1,62}Ca_{0,11}Na_{0,29})_2(Mn_{2,26}Mg_{0,01}Fe^{2+}_{2,54}Fe^{3+}_{0,54}Al_{0,64})_6(Si_{5,36}Al_{2,64})_8 \cdot O_{20}(OH)_4,6$;
- 8 - ильменит из габбро-пегматита. Расчет на составляющие компоненты: ильменит - 89,50; магнетит - 3,04; гематит - 7,27; остаток - 0,2. Миналы: кричтонит - 86,76; гейкилит - 1,23; пирофанит - 1,51.

плагиоклаза наблюдаются лишь в отдельных образцах габбро-пегматита.

Наряду с неизмененными разностями плагиоклаза в пределах массива встречаются плагиоклазы, подвергшиеся в различной степени вторичным изменениям. Обычно они замещаются тонкозернистым агрегатом клиноцоизита, эпидота, серицита и пелитовыми, плохо просвечивающимися в шлифах, частицами, характерными для процесса сосюритизации основного плагиоклаза. Развитие этих минералов начинается от тонких трещинок в плагиоклазе до образования псевдоморфоз с сохранением лишь внешних контуров его кристаллов. Среди тонкодисперсного агрегата минералов иногда проступает альбитовый базис с двойниковыми полосками, отвечающий по составу альбиту № 5-7, что свидетельствует о полном разложении анортитовой частицы, вещество которой пошло на построение вторичных минералов. Альбитовая частица является при этом более устойчивой. Альбит наблюдается также по краям зерен сосюритизированного плагиоклаза. Местами он имеет типичную шахматную структуру. Кроме того, этот минерал нередко встречается в промежутках зерен и по трещинкам в минералах. Наибольшее развитие альбит получил в породах, подвергшихся гидротермальному изменению, особенно в краевых зонах массива вблизи с гранитоидами.

Моноклинный пироксен – один из главных цветных минералов габброидов – наблюдается в переменном количестве от 1,5–12% в анортозитах до 60% в существенно пироксеновых разностях. В лейкократовом габбро пироксен резко ксеноморфен по отношению к плагиоклазу, при этом его зерна обычно имеют клиновидные угловатые или неправильные контуры в связи с развитием в замкнутых пространствах, образованных идиоморфными призматическими кристаллами плагиоклаза. В других разновидностях габбро пироксен наблюдается в виде таблитчатых и призматических зерен с менее правильными, чем у плагиоклаза очертаниями. В меланократовом габбро пироксен составляет отдельные скопления, сложенные тесно сросшимися между собой таблитчатыми или изометрическими зернами.

Характерно присутствие в габброидах пироксена пойкилитового строения. Наибольшее развитие он получил в такситовом лейкократовом, пегматоидном габбро, габбро-пегматите и оливиновом габбро. Этот пироксен образует крупные монокристаллы размером от 0,8 – 1,0 до 3–5 см. В породах они ориентированы в различных направлениях. Всегда содержит включения идиоморфных табличек плагиоклаза, часто кристаллы рудных минералов, иногда оливина.

Пироксен нередко состоит из серии обособленных угловатых зерен, выполняющих промежутки между табличками плагиоклаза и имеющих одновременное погасание, что указывает на принадлежность их к одному и тому же крупному индивиду.

Пироксен имеет в шлифах слабый буроватый оттенок с едва заметным плеохроизмом и характерные для диаляга трещины отдельности по (100), спайности по (110), выполненные тонкими пылевидными рудными частицами. Последние распределяются иногда в виде расплывчатых полосок и скоплений. По составу пироксен относится к авгиту – $c:\lambda g = 39-47^{\circ}; 2V = +52-54^{\circ}$.

Кроме авгита в габбро встречается пироксен в виде единичных зерен с более высоким рельефом, отчетливой кремво-розоватой окраской и двупреломлением в желтых тонах; $c:\lambda g = 20^{\circ}; 2V = +48-50^{\circ}$, относящийся к клиноэнстатиту. В некоторых случаях был установлен пироксен типа пижонита $c:\lambda g = 42-44^{\circ}; 2V = 30-36^{\circ}$.

Пироксены в пределах массивов подвержены вторичным изменениям с возникновением различных разновидностей амфиболов, которые будут рассмотрены ниже.

Ромбический пироксен является характерной примесью габбро и наблюдается в виде единичных зерен в лейкократовых породах; в несколько большем количестве он встречается в существенно пироксеновых разностях, оливиновом габбро, габбро-пегматите и достигает 3–10% в габбро-норите. Ромбический пироксен наблюдается в виде таблитчатых зерен различного размера с неровными очертаниями, расположенных в межзерновых пространствах главных пороодообразующих минералов и, часто, находящихся в сростании с моноклинным пироксеном, будучи явно ксеноморфным по отношению к

плаггиоклазу. Кроме того, этот минерал образует крупные монокристаллы (до 2–3 см), содержащие включения идиоморфных кристаллов плаггиоклаза, рудных минералов и оливина.

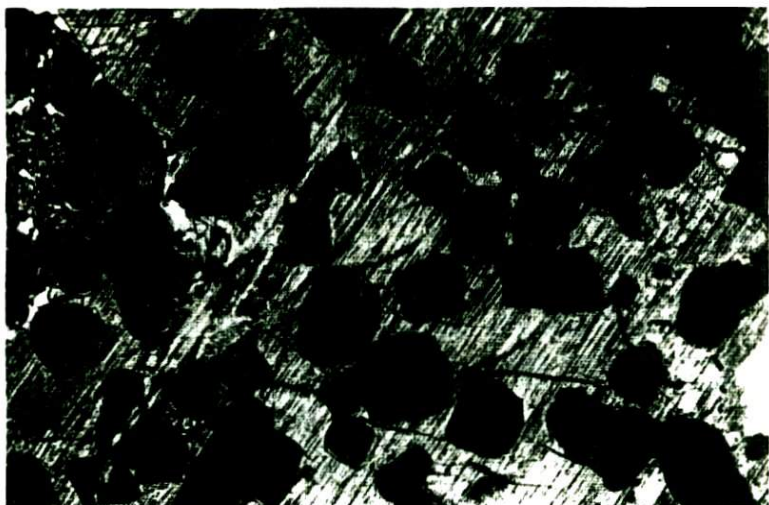
В шлифах он хорошо диагностируется по своему заметному плеохроизму в розовых тонах и тонкой полисинтетической двойниковой структуре, имеет прямое или близкое к прямому $4-8^{\circ}$, а иногда и 10° погасание, $2V = -(58-62^{\circ})$; обладает низкой поляризационной окраской серого цвета. Оптические константы позволяют отнести его к гиперстену. Зернам гиперстена свойственны тонкая трещиноватость по спайности и более широкие неправильные трещинки, выполненные пылевидными рудными частицами.

Ромбический пироксен образует то крупные, то мелкие выделения в моноклинном пироксене, которые имеют одну и ту же оптическую ориентировку и, очевидно, принадлежат одному зерну ромбического пироксена. Наблюдается также и обратное соотношение, когда моноклинный пироксен включен в ромбический по направлению спайности последнего. Отмеченные взаимоотношения этих пироксенов свидетельствуют о близко одновременной их кристаллизации.

Гиперстен обычно замещается тонкочешуйчатым агрегатом талька с периферии зерен, вдоль трещин спайности и неправильных поперечных трещин; в результате его зерна приобретают своеобразную петельчатую структуру, в которой внутренняя часть петель представлена реликтовыми участками незамещенного пироксена. Среди агрегата чешуек талька иногда устанавливается хлорит в форме мелких лейст, а в краевых частях – бледно-зеленый волокнистый амфибол, сопровождающиеся выделением пылевого рудного вещества. Обычны псевдоморфозы бледно-зеленого амфибола по гиперстену. Местами гиперстен замещается тремолитом, серпентином.

Рудные минералы входят в состав габброидов в виде аксессуарных и породообразующих в количестве от нескольких процентов до 10–12 об.%. Они представлены ильменитом и титаномагнетитом, имеющими резко ксеноморфные очертания в связи с выполнением ими межзерновых пространств силикатов, обуславливают интересную структуру. Часто от рудных минералов наблюдаются жилкообразные выклинивающиеся ответвления в стыки зерен силикатов и трещинки в них. Участки зерен силикатов, соприкасающиеся с рудными минералами, часто имеют как бы сглаженные несколько округлые контуры. Характерна тесная пространственная связь их с пироксенами, с которыми они обычно находятся в сростании.

Размер зерен и форма выделения рудных минералов в габброидах различны. В пегматоидном габбро и габбро-пегматите редкая, но крупная вкрапленность этих минералов распределяется неравномерно, часто образуя отдельные скопления размером до 1,5 см в поперечнике с неправильными очертаниями. В такситовом габбро рудные минералы в основном составляют центральную часть крупных пятен размером до 5–6 см, редко распределенных в породе.



Фиг.5. Включения рудных минералов в крупном зерне моноклинного пироксена. Увел. 20, без анализатора

Содержание рудного компонента постепенно убывает к периферии пятен, где развит пойкилитовый пироксен, заключающий идиоморфные таблички плагиоклаза. Рудный участок обладает типичной сидеронитовой структурой. В других разновидностях габбро рудные минералы более или менее равномерно рассеяны в породах.

Другой характерной и довольно распространенной формой выделения рудного вещества в некоторых габброидах (оливиновое, пегматоидное габбро, габбро-пегматит), приуроченных преимущественно к контактам рудных залежей, являются зерна, имеющие октаэдрический для титаномагнетита и шестигранный или пластинчатый для ильменита облик. Эти выделения наблюдаются в виде идиоморфных включений в крупных зернах моноклинного и ромбического пироксенов (фиг. 5).

Ильменит в породе образует самостоятельные зерна и находится в сростании с титаномагнетитом. Количество его не превышает 5 об.%. Наряду с крупными зернами ильменит наблюдается в виде разнообразных пластинок, ориентированных по (111) и (100) в магнетите и мелких неправильных образований более позднего происхождения.

Титаномагнетит почти всегда находится в сростании с ильменитом и реже образует самостоятельные зерна. Он в большей степени, чем ильменит подвергся изменению, связанному с влиянием позднего гидротермального метаморфизма. При этом от первичных зерен титаномагнетита часто сохраняется лишь каркас из пластинок ильменита, заключенных в массу мелких выделений амфибола, биотита,

эпидота, иногда хлорита. При более глубоком метаморфизме вмещающих пород ильменит замещается по краям зерен и по трещинкам вторичным тонкодисперсным сфеном и лейкоксеном до образования почти полных псевдоморфоз. В таком случае наблюдается замещение и пластинчатых выделений ильменита в титаномагнетите.

Из других рудных минералов в габброидах Копанского массива обычны сульфиды, среди которых преобладает пирротин, реже встречается халькопирит и очень редко пирит. В породах Маткальского массива сульфиды в основном представлены пиритом, в меньшей степени халькопиритом и очень редко пирротином. Они образуют рассеянные зерна или выполняют трещинки в габбро.

Оливин характерен для пород, приуроченных к залежам сплошных титаномагнетитовых руд (собственно оливиновое неравномернозернистое габбро, пегматоидное габбро и габбро-пегматиты); в некоторых случаях оливин наблюдался в пегматоидном габбро лежащего бока Копанского массива. Этот минерал присутствует в переменном количестве от единичных зерен до 15–20 об.%. Преобладают округлые, овальные, реже таблитчатые зерна, находящиеся в сростании с пироксеном и рудными минералами, а также образующие включения в них. В шлифах представлен бесцветными зернами, пересеченными многочисленными грубыми трещинками, как правило выполненными рудным веществом. В некоторых зернах оливина имеется хорошо выраженная спайность по второму и третьему пинакоидам, относительно которых наблюдается прямое погасание; $2V = \pm(85-88^\circ)$, что указывает на содержание в нем 15–20% фаялитовой молекулы.

Оливин редко встречается в неизмененном виде; обычно замещен в той или иной степени вторичными минералами. Начальная стадия его изменения характеризуется образованием пылевидных рудных минералов в трещинках, обуславливающих петельчатую структуру зерен. Этот процесс в дальнейшем привел к развитию тонких оторочек хризотила, причем волокна последнего ориентированы перпендикулярно к трещинам. В отдалении от трещин вещество оливина замещается мелкими волокнами серпентина, ориентированными незакономерно или по длине зерен. Широко распространено аталькование оливина, происходившее, очевидно, в более позднюю стадию с почти полным замещением хризотила мелкочешуйчатым тальком. В результате всех этих изменений в зернах оливина сохраняются лишь небольшие его реликты, а чаще эти зерна представляют собой псевдоморфозы, утратившие свой первоначальный состав, и могут быть отнесены к выделениям оливина лишь по расположению рудных частиц, выполняющих трещины в первичных его зернах.

Из других вторичных минералов по оливину развивается бесцветный амфибол типа тремолита, который также образует по нему псевдоморфозы, часто имеющие мозаичное угасание. Наблюдаются случаи одновременного замещения оливина тальком и тремолитом. Типично образование на границе зерен оливина и плагиоклаза каемок, состоящих из волокон хризотила, ориентированных перпендикулярно к внешнему контуру зерен. Иногда в строении каемки наблюдает-

ся слоистость, свидетельствующая о последовательном наложении хризотила. Имеет место замещение оливина идидингситом. Процесс серпентинизации оливина и развитие по нему идидингсита особенно интенсивно проявлен в тех случаях, когда его зерна непосредственно граничат с рудными минералами.

Амфиболы встречаются в непостоянном количестве от незначительной примеси до главного породообразующего минерала. Содержание их определяется степенью изменения породы в результате воздействия постмагматических растворов, связанных главным образом с проявлением гранитного магматизма. В участках развития гранитоидов габбровые породы часто представлены амфиболовыми разностями, особенно в краевых и контактовых зонах массивов. В основном габброиды Копанского массива слабо затронуты процессом амфиболитизации. Этот процесс характерен в большей степени для пород Маткальского массива.

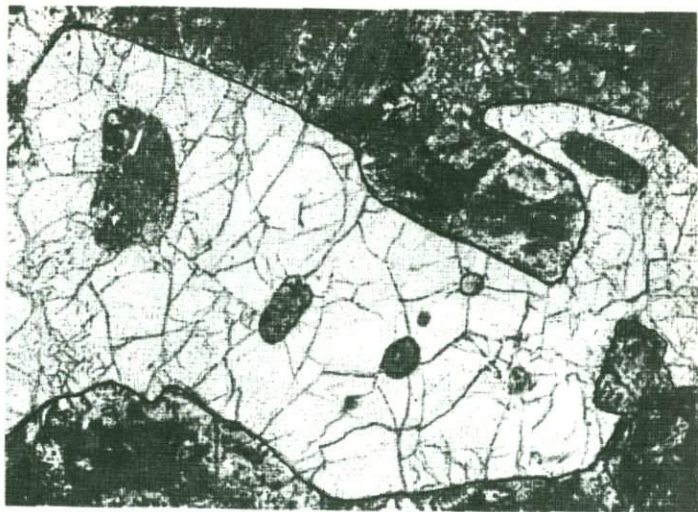
Среди амфиболов выделяется несколько разновидностей: бурая, буровато-зеленая, бледно-зеленая, бесцветная и синева-зеленая. Из них бурая, как показывают оптические константы и определение в ней TiO_2 , близка к керсутиту. $2V = -83^\circ$ (среднее); $c:N_g = 4-8^\circ$; по N_g - буровато-коричневая, по N_p - светло-желтая. Количество $TiO_2 = 4,5\%$ определено химическим путем из небольшой навески чисто отобранного минерала. Этот амфибол встречается в оливиновом габбро и габбро-пегматите в виде единичных зерен, находящихся в тесном сростании с рудными минералами, оливином (фиг.6) и пироксенами. Керсутит часто замещает моноклинный пироксен. Буровато-зеленая роговая обманка с оптическими константами: $2V = 81^\circ$; $c:N_g = 19-22^\circ$ образует тонкие каемки по краям зерен пироксена, а также наблюдается в виде небольших пятен во внутренних частях его зерен, что свидетельствует о возникновении ее в процессе раннего автометаморфизма за счет моноклинного пироксена.

Из амфиболов явно вторичного характера наиболее распространена бледно-зеленая разновидность тонковолокнистого сложения типа уралита, развивающаяся в виде кайм по периферии зерен, трещинам спайности и отдельности в пироксене до образования полных псевдоморфоз различного типа. Обычно они состоят из мельчайших индивидов, большей частью ориентированных по длине табличек пироксена или незакономерно. Псевдоморфозы заполнены рудными частицами, расположение которых отвечает структуре первичного зерна пироксена. Плеохроизм от бледно-зеленого по N_g до почти бесцветного, слегка желтоватого по N_p ; $c:N_g = -12^\circ$; $2V = -(73^\circ)$.

Иногда по пироксену одновременно образуются как бледно-зеленый, так и бесцветный амфибол типа тремолита, находящиеся в тесном сростании друг с другом, причем отдельные их индивиды имеют различную оптическую ориентировку, в силу чего в скрещенных николях такие псевдоморфозы обнаруживают своеобразную мозаичную структуру и пеструю окраску. Каемки бесцветного амфибола наблюдаются также на границе зерен плагиоклаза и рудных минералов.



Фиг.6. Бурая роговая обманка (керсутит) нарастает на зерна оли-
вина. Увел.46, без анализатора



Фиг.7. Ксеноморфное зерно апатита с включением силикатов (сос-
юртитизированного плагиоклаза и амфиболизованного пироксена);
Маткальский массив. Увел.20, без анализатора

лов. Они сложены очень тонкими волоконцами, ориентированными перпендикулярно внешнему контуру зерен.

Синева́то-зеленый амфибол (более поздний) составляет тонкие каемки вокруг зерен всех минералов, слагающих породу, реже встречается в виде самостоятельных зерен и игольчатых выделений собранных в небольшие сростки в интерстициях плагиоклаза и пироксена; выполняет также трещинки в последних. По оптическим константам $n:Ng = -(13-17^{\circ})$; $2V = -(73-75^{\circ})$ близок к актинолиту с повышенным содержанием щелочей, чем обуславливается, вероятно, своеобразный голубоватый оттенок его окраски.

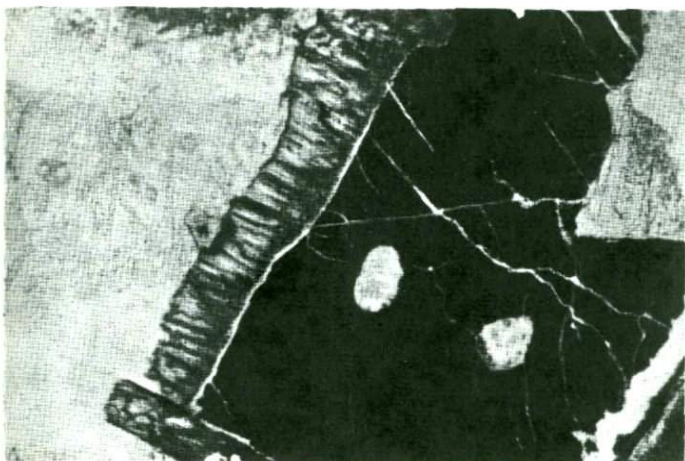
Апатит составляет постоянную примесь габброидов и присутствует во всех их разновидностях от единичных зерен до нескольких процентов (объемных). В крупнозернистых, пегматоидных разновидностях габбро и габбро-пегматитах апатит устанавливается микроскопически. Распределение его в породах неравномерное в виде скоплений отдельных кристаллов и зерен. Преобладают короткопризматические кристаллы с хорошо развитыми гранями призмы и дипирамиды; часты разрезы по базопинакoidу. Апатит образует также неправильные зерна с своеобразными очертаниями, подчиненными межзерновым пространствам силикатов (фиг. 7). Нередко он содержит включения последних. Типична ассоциация его с рудными минералами. По химическому составу апатит относится к фтор-apatиту с незначительным содержанием редких земель (см. табл. 2).

Биотит представлен пластинками, листочками и чешуйками темного, почти черного цвета размерами до 0,05 мм, рассеянными в различных породах массивов. Более крупные листочки размером до 0,5-0,8 см встречаются в пегматоидных разновидностях габбро и в габбро-пегматитах. По-видимому, имеется несколько генераций биотита; наиболее ранние из них связаны с породами, не затронутыми вторичными изменениями, из которых этот минерал был выделен для химического анализа (см. табл. 2) и определения абсолютного возраста габбро. По составу биотит относится к железистой разновидности.

Более поздние генерации биотита характерны для измененных разновидностей габбро. В этом случае мелкие чешуйки и листочки биотита развиваются за счет вещества магнетита рудных выделений в результате наложенного метаморфизма. Характерно также нарастание биотита на рудные минералы (фиг. 8) с образованием иногда своеобразных каемок вместе с вторичным амфиболом.

Гранат встречается исключительно в оливинном габбро в виде каемок тонкозернистого сложения на контакте рудных зерен с плагиоклазом. Непосредственного соприкосновения граната с рудным веществом не наблюдалось, так как между ними всегда присутствуют оторочки низкопреломляющего хлорита.

Кварц в основном приурочен к гидротермально измененным породам. Содержание его колеблется от единичных зерен до 20% в гранитизированных и эпидотизированных разновидностях. Распространен в лейкократовых габбро и габбро-пегматитах. В последних иногда



Фиг.8. Биотит в виде каемки нарастает на зерно титаномагнетита.
Увел.20, без анализатора



Фиг. 9. Ксеноморфное выделение титанита в измененном габбро.
Увел.30, без анализатора

наблюдается макроскопически в виде сравнительно крупных зерен размером до 3–4 мм. В шлифах образует ксеноморфные зерна и агрегаты в интерстициях главных компонентов. Мелкие выделения кварца развиваются по трещинкам спайности и двойниковым швам, также встречаются в виде включений в плагиоклазе. Обычно ассоциирует с биотитом, вторичными роговыми обманками, альбитом.

Эпидот – один из распространенных вторичных минералов в породах. Он входит в состав соссюритового агрегата, развивающегося по плагиоклазу, и образует кристаллы и агрегатные скопления зерен в интерстициях, замещающие пироксен.

Ортит очень редок и приурочен к измененным разностям габбро. Встречается в виде мелких единичных кристалликов, окрашенных в буроватый цвет, иногда имеющих зональное строение. Местами внешнюю зону ортита составляет эпидот. Находится в сростании с биотитом и более поздней роговой обманкой.

Циркон встречается в виде единичных зерен и кристаллов, ограниченных плоскостями призмы и дипирамиды, включенных в голубовато-зеленую роговую обманку в породах, контактирующих с гранитами.

Титанит входит в состав тонкодисперсного агрегата, замещающего титаномагнетит и ильменит, а также образует более крупные зерна в измененных разностях габбро. В значительном количестве титанит встречается в амфиболлизированном, соссюритизированном и эпидотизированном мелкозернистом и крупнозернистом габбро (местами габбро превращено в горнблендит) в пределах Маткальского массива.

Титанит наблюдается в виде кристаллов размером от 0,1 до 3–5 мм; отдельные кристаллы титанита достигают 1–1,5 см. Характерна ассоциация титанита с крупными кристаллами эпидота и апатита, многочисленные мелкие его кристаллы включены в роговую обманку. Наряду с кристаллами типичны ксеноморфные выделения титанита (фиг. 9), выполняющие интерстиции табличек измененного плагиоклаза и амфибола, аналогично выделениям рудных минералов.

Образование титанита связано с замещением рудных минералов и в первую очередь титаномагнетита; зерна ильменита, сростающиеся с титаномагнетитом, более устойчивы к процессу замещения (фиг. 10). В наиболее измененных породах, содержащих титанит, рудные минералы отсутствуют. Химический состав титанита, выделенного из пород Маткальского массива, следующий (в %): SiO_2 – 29,95–29,79; TiO_2 – 40,38–39,64; Al_2O_3 – 0,90–1,10; Fe_2O_3 – 0,52–0,72; FeO – 0,17–0,25; MnO – 0,04–0,05; MgO – не обн. – 0,07; CaO – 28,10–27,95; Na_2O – 0,15–0,18; K_2O – 0,06–0,06; H_2O – 0,20–0,10; F – 0,23; Nb_2O_5 – 0,05–0,03; TR_2O_3 – 0,15–сл.; SrO – 0,013 – 0,012; P_2O_5 – 0,27; сумма 100,68, 100,45 – 0,10 = 100,35 (аналитик Н.И. Забавникова, ИГЕМ АН СССР).



Фиг.10. Титаномагнетит (1) замещается лейкоксенитом; ильменит (2) частично замещается титанитом, при этом отчетливо выявляется характер поверхности срастания зерен титаномагнетита и ильменита. Увел.30, без анализатора

Хлорит является одним из поздних минералов пород. Развивается по трещинкам и краям зерен амфиболизированного пироксена, сосюритизированного плагиоклаза, биотита, вторичных роговых обманок. Иногда почти бесцветный слегка зеленоватый хлорит с низким двупреломлением, прямым погасанием и положительным удлинением образует псевдоморфозы по пироксену. Хлорит замещает рудные минералы и биотит. В трещинках он ассоциирует с альбитом, роговой обманкой, кварцем.

Кальцит иногда встречается в межзерновых пространствах силикатов, выполняет тонкие трещинки в них; наблюдается внутри псевдоморфоз оливина.

Турмалины наблюдались в среднезернистом лейкократовом габбро, приуроченном к восточной зоне Копанского массива. Он образует радиально-лучистые агрегаты до 3 см в диаметре, состоящие из длиннопризматических и игольчатых кристаллов. Цвет турмалина черный (в тонких сколах имеет розоватый оттенок). Плеохроирует от зеленовато-бурого с синим оттенком по No до бесцветного или розоватого по Ne. Светопреломление: No = 1,661; Ne = 1,626; No-Ne = 0,035 ± 0,002; уд. вес 3,149. Спектрально установлены Ti, Sr, Ga (сотые доли процента), Mn, V, Co, Se (тысячные доли процента) и Cu (следы). Химический состав турмалина (в %): SiO₂ - 35,56; TiO₂ - 0,23; B₂O₃ - 10,35; Al₂O₃ - 30,87; Fe₂O₃ - 2,07; FeO - 9,41; MnO - 0,09; MgO - 5,69; CaO - 0,60; Na₂O - 2,08;

$H_2O^- = 0,20; H_2O^+ = 3,04$; сумма 100,09 (аналитик Т.М.Митюшина, ИГЕМ АН СССР).

В области западной зоны турмалин обнаружен в амфиболлизированном и соссюритизированном габбро в виде черных со стекловатым блеском призматических кристаллов, достигающих до 1 см в длину и 0,3–0,4 см в поперечнике. Кристаллы тесно сростаются друг с другом, образуя характерные гнездообразные выделения до 5–6 см в диаметре. В тонких сколах турмалин окрашен в темно-зеленый цвет. Плеохроирует от темно-бурого с зеленым оттенком по No до буроватого по Ne. Светопреломление: No = 1,676; Ne = 1,650; No – Ne = 0,026 ± 0,002; уд. вес. 3,233.

Турмалин развит также в виде единичных удлиненно призматических кристалликов до 0,6–0,8 см в тонкозернистом измененном габбро в области западного контакта Маткальского массива. Кристаллы турмалина встречаются в ассоциации с эпидотом, кварцем, альбитом, роговой обманкой, титанитом и хлоритом, выполняющими трещинки в габбро. Нередки случаи нахождения турмалина в кварцевых жилах, секущих габбро. При этом турмалин иногда образует расходящиеся пучки тонких игольчатых кристалликов в грубошестоватом агрегате зерен кварца. В габбро на контакте с кварцевой жилой (при ширине ее 15–20 см) наблюдается осветление, связанное с замещением первичных минералов габбро эпидотом, кварцем, хлоритом, шахматным альбитом, титанитом.

Аксинит установлен в пределах восточной зоны Копанского массива в эпидотизированном и амфиболлизированном габбро с признаками офитовой структуры. В породе встречаются кристаллики апатита и зерна ильменита. Аксинит слагает прожилки шириною до 2 см с четкими, но неровными контактами. Отдельные индивиды аксинита находятся в тесном сростании между собой, имеют таблитчатый облик; ориентированы в различных направлениях и перпендикулярно к зальбандам. Цвет аксинита слегка лиловатый, блеск стеклянный до жирного. Оптические константы: $2V = -(73^\circ)$; $N_g = 1,689 \pm 0,003$; $N_p = 1,678 \pm 0,002$; $N_m = 1,685 \pm 0,001$; уд. вес. 3,298.

Этот минерал обнаружен также В.Г. Фоминых (1961) в кварцевом диорите восточной зоны массива. Скопления аксинита в виде мелких зерен размером 1–2 мм буровато-серого цвета с заметным фиолетовым оттенком слагают жилки мощностью 2–5 мм, в ассоциации с хлоритом. Уд. вес. 3,30; $2V = -(74^\circ)$, $N_g = 1,682 \pm 0,002$; $N_p = 1,678 \pm 0,002$. При пересчете химических анализов (табл. 3) на 10 катионов получены следующие формулы: 1) $Ca_2(Fe, Mn, Mg)Al_2BSi_4O_{15}(OH)$ и 2) $Ca_{1,90}(Fe, Mn, Mg)_{0,74}Al_{2,32} \times B_{0,90}Si_{4,05}O_{15,30}(OH)_{0,70}$. По составу и отношению Fe:Mn:Mg анализированный минерал относится к ферриаксиниту.

В наиболее распространенных разновидностях габбро (мелко- и среднезернистое мезократовое габбро) отчетливо выражена трахи-

Таблица 3

Химический состав аксинитов

Компоненты	Вес. %	Молекулярные количества	Вес. %	Молекулярные количества
SiO ₂	41,96	6986	43,12	718
TiO ₂	Следы		0,13	002
Al ₂ O ₃	16,80	1648	17,45	171
Fe ₂ O ₃	2,40	0150	5,44	034
FeO	9,32	1297	4,48	068
CaO	19,76	3524	18,96	338
MgO	1,33	0330	1,97	048
MnO	1,16	0164	1,10	015
B ₂ O ₃	6,38	0916	5,57	080
H ₂ O	1,60	0889	1,11	117
Сумма	100,71		99,33	
Аналитик	В.А.Молева (из материалов О.В.Карповой)		Н.Н. Дурнева (из материалов В.Г.Фоминых)	

тождность, обусловленная ориентированным расположением табличек плагиоклаза параллельно направлению полосчатости. Реже наблюдается габбро с массивной текстурой со слабо выраженными признаками трахитоидности (лейкократовое габбро, пегматоидное габбро, габбро-пегматиты). Пятнистая текстура свойственна такситовому габбро.

Структура габбро в большинстве случаев офитовая или габбро-офитовая, обусловленная резким идиоморфизмом удлиненных призматических кристаллов плагиоклаза по отношению к пироксену. Подчиненное значение имеет структура, близкая к габбровой, с одинаковой степенью идиоморфизма плагиоклаза и пироксена (меланократовое габбро). В некоторых участках массива структура габбро несколько порфириовидная с более крупными выделениями полевого шпата. Для многих разновидностей габбро характерна пойкилитовая структура, обусловленная наличием крупных выделений моноклинного, реже ромбического пироксена, включающих идиоморфные таблички плагиоклаза и в некоторых случаях кристаллы рудных минералов.

Для выявления петрохимических особенностей габброидов анализировались образцы типовых неизмененных разновидностей габбро от анортосита до рудного габбро Копанского массива. Химический и количественно-минеральный состав их приведен в таблицах 4 и 5. Для

Таблица 4

Химические анализы главных типов пород габброидных массивов, %

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	52,64	50,58	49,06	46,10	45,87	46,60	50,30
TiO ₂	0,22	0,85	1,73	2,37	2,64	2,68	1,86
Al ₂ O ₃	27,53	23,15	20,14	20,45	18,70	16,91	13,80
Fe ₂ O ₃	0,89	1,68	3,25	4,26	5,25	4,39	2,07
FeO	0,72	3,76	6,20	7,87	8,03	8,53	7,94
MnO	0,02	0,07	0,10	0,11	0,11	0,16	0,11
MgO	0,37	2,22	3,53	2,88	3,48	4,80	7,95
CaO	11,52	11,08	11,22	11,28	11,38	11,68	9,98
Na ₂ O	4,60	4,33	3,40	3,50	3,08	2,86	3,51
K ₂ O	0,49	0,86	0,32	0,47	0,48	0,30	0,12
H ₂ O ⁻	-	-	0,11	0,07	-	0,09	0,11
H ₂ O ⁺	0,60	0,90	0,42	0,30	0,41	0,54	2,24
V ₂ O ₅	-	0,06	0,09	0,11	-	0,08	0,05
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	0,02	-	0,09
P ₂ O ₅	0,20	0,04	0,16	0,36	-	0,06	0,04
P	-	-	-	-	0,15	-	-
S	-	-	-	-	0,16	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-
SO ₃	0,13	-	-	-	-	-	-
CO ₂	0,56	-	-	-	-	-	-
CuO	-	-	-	-	-	-	-
ZnO	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100,49	99,58	99,73	100,13	99,76	99,68	100,17

Аналитик П.Н.Ниссенбаум Д.А. Пчелинцев И.Ф.Колосова Д.А.Пчелинцев В.А.Гаршина

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

a	12,47	11,80	8,49	9,06	7,97	6,99	7,77
c	14,97	11,08	10,17	10,25	9,33	8,26	5,19
b	3,56	13,36	20,17	21,94	24,73	27,39	29,29
S	69,0	63,76	61,17	58,74	57,97	57,36	57,75
f'	47,36	41,58	46,40	55,20	52,63	45,50	31,31
c'	32,38	27,64	21,96	20,82	21,98	23,72	23,03
m'	20,26	30,78	31,64	23,98	25,39	30,78	45,16
t	0,31	1,24	2,58	3,72	4,14	4,14	2,69
n	93,45	88,47	94,16	91,87	90,63	93,51	97,75
Y	24,67	11,75	14,69	17,93	19,36	14,48	5,91
acc	0,83	1,06	0,83	0,88	0,85	0,85	1,50
Q	-1,91	-7,16	-4,81	-10,88	-9,33	-7,52	-5,23

8	9	10	11	12	13	14
42,73	44,52	41,78	42,24	46,92	41,22	42,92
2,65	2,59	3,93	3,90	2,22	3,77	2,90
17,45	15,44	13,32	12,96	13,11	12,05	14,28
5,94	5,71	8,24	6,96	2,95	7,82	7,13
9,48	10,05	11,20	11,87	11,20	13,20	9,69
0,13	0,17	0,20	0,13	0,18	0,23	0,13
4,87	5,99	6,76	7,56	7,62	7,53	5,85
12,18	12,02	11,98	11,71	12,88	11,44	11,67
2,40	2,46	1,96	1,85	2,25	1,79	2,47
0,40	0,21	0,11	0,23	0,26	0,18	0,52
-	-	-	-	0,07	-	0,21
0,58	0,54	0,68	0,63	0,35	0,54	2,14
0,15	0,12	-	-	0,14	0,20	0,14
-	-	-	-	-	-	0,02
0,15	0,03	0,11	0,10	0,05	0,17	0,11
-	-	-	-	-	-	-
0,15	-	0,37	0,43	-	-	0,31
0,03	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
0,02	-	-	-	-	-	-
0,006	-	-	-	-	-	-
99,316	99,85	100,64	100,57	100,20	100,14	100,49
Д.А.Пчелинцев	Е.Д.Кузнецова	Д.А.Пчелинцев	В.А.Гаршина			

Числовые характеристики по А.Н. Заварицкому

6,23	5,84	4,51	4,39	5,21	4,19	6,38
9,32	7,64	6,47	5,96	5,96	5,94	6,67
30,35	32,56	37,51	37,87	34,93	39,99	34,08
54,09	53,96	51,24	51,27	53,90	49,88	52,87
49,80	45,74	48,04	45,75	37,22	48,42	46,63
21,28	22,43	21,22	20,50	26,74	19,83	23,40
28,91	31,83	30,74	33,75	36,04	31,75	29,97
4,46	4,19	6,60	6,49	3,44	6,43	4,83
90,21	94,75	96,93	92,55	92,84	93,83	87,86
17,81	15,29	12,93	15,69	7,05	16,84	18,44
0,67	0,76	0,67	0,67	0,87	0,70	0,96
-13,59	-11,40	-13,26	-12,71	-8,58	-14,56	-13,77

Таблица 4 (продолжение)

Компо- ненты	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	42,14	41,90	47,52	46,40	41,78	41,02	45,88
TiO ₂	3,93	4,85	1,81	2,67	3,52	2,01	3,66
Al ₂ O ₃	13,55	10,74	16,60	14,50	14,70	10,36	17,82
Fe ₂ O ₃	5,99	5,72	2,47	5,88	4,65	4,99	1,94
FeO	13,05	12,96	8,08	9,70	13,70	17,01	9,39
MnO	0,27	0,22	0,10	0,15	0,25	0,31	0,25
MgO	5,12	8,56	6,18	5,06	6,49	14,40	3,75
CaO	11,44	12,50	11,97	11,60	10,80	7,28	10,82
Na ₂ O	2,68	1,56	3,01	2,66	2,10	1,66	3,47
K ₂ O	0,21	0,10	0,63	0,55	0,33	0,26	0,50
H ₂ O ⁻	-	-	0,21	0,04	-	0,08	-
H ₂ O ⁺	0,43	1,31	1,81	0,53	1,60	0,95	0,69
V ₂ O ₅	0,05	-	0,10	0,10	0,24	0,10	0,04
Cr ₂ O ₃	-	-	0,06	0,02	-	-	-
P ₂ O ₅	1,64	0,02	0,03	0,08	0,01	0,22	1,76
P	-	-	-	-	-	-	-
S	-	0,38	-	0,08	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-
SO ₃	-	-	-	-	-	-	-
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-
CuO	-	-	-	0,02	-	-	-
ZnO	-	-	-	0,02	-	-	-
Сумма	100,50	100,82	100,58	100,06	100,17	100,65	99,97
Аналитик	Д.А.Пче- лицев	Е.Д.Куз- нецова	В.А.Гар- шина	П.С.Лазе- рович		Д.С.Пчелин- цев	
Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому							
a	6,34	3,50	7,68	6,73	5,28	3,80	8,91
c	6,11	5,20	7,50	8,46	7,51	4,62	8,25
b	35,15	40,72	28,13	31,08	35,13	46,11	24,01
s	52,40	50,51	56,69	55,72	52,08	45,47	58,83
f'	51,66	41,73	35,87	46,87	50,52	42,22	47,87
c'	23,13	23,54	26,18	25,20	17,22	8,05	23,99
m'	25,21	34,73	37,95	27,92	32,26	49,73	28,14
t	6,55	8,00	2,78	4,14	5,95	3,54	5,66
n	95,15	95,82	88,03	88,09	90,67	90,54	91,35
ψ	14,89	11,71	7,70	16,37	11,66	8,69	7,32
α:α	1,03	0,66	1,02	1,04	0,70	0,82	1,08
Q	-13,99	-11,23	-9,48	-8,47	-13,91	-21,28	-8,41

Окончание таблицы 4:

1 - анортозит; 2 - лейкократовое тахситовое габбро; 3-6 лейкократовое габбро; 7 - лейкократовое габбро (Маткальский массив); 8-15 - мезократовое габбро (14 - мезократовое габбро, Маткальский массив); 16 - меланократовое габбро; 17 - пегматоидное габбро (Маткальский массив); 18-19 - габбро-пегматит; 20 - оливиновое габбро; 21 - лейкократовый габбро-норит.

Таблица 5

Количественно-минеральный состав анализированных разновидностей габбро, об.%

Минералы	3*	4	5	6	7	8	9	10	11
Плагио- клас	77,1	71,1	72,6	68,0	50,60	64,1	54,5	40,43	45,06
Моноклин- ный пирок- сен	17,5	17,9	20,1	26,1		27,4	34,4	43,17	37,12
Рудные ми- нералы	5,2	10,0	6,9	5,9	1,20	5,5	11,1	14,72	17,24
Ромбичес- кий пирок- сен	-	-	-	-	-	-	-	1,68	-
Оливин	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Апатит	-	-	-	-	-	3,0	-	-	-
Биотит	0,2	1,0	0,4	-	Эпидот	-	-	-	0,58
Роговая об- манка	-	-	-	-	1,13 47,07	-	-	-	-

Таблица 5 (окончание)

Минералы	12	13	14	15	16	20	21
Плагио- клас	48,14	38,56	54,87	47,93	45,84	42,43	59,30
Моноклин- ный пирок- сен	40,00	41,34	33,05	32,96	40,59	19,33	36,21
Рудные ми- нералы	11,27	11,97	11,49	12,91	9,58	8,03	3,41
Ромбичес- кий пирок- сен	-	7,43	-	-	3,99	15,58	0,19
Оливин	-	-	-	-	-	13,06	-
Апатит	-	-	0,59	6,20	-	-	0,69
Биотит	-	0,70	-	-	-	1,57	0,20
Роговая об- манка	0,59	-	-	-	-	-	-

* Указанные номера соответствуют номерам химических анализов пород, приведенных в таблице 4.

сравнения дано несколько химических анализов измененных габброидов Маткальского массива.

Все породы Копанского массива относятся к нормальному ряду, т.е. не насыщены глиноземом и кремнеземом; их составы близки к теоретическим составам габбро, по Дэли.

Габброиды характеризуются повышенным содержанием титана, среднее значение которого в два-три раза выше кларкового для основных пород. При этом одна часть титана связана с пироксенами (0,7-1,0% TiO_2) и другими темноцветными минералами, а другая - выделилась в окисной форме в виде ильменита и титаномагнетита.

Особенностью кристаллизации габброидов является более раннее выделение плагиоклаза по отношению к пироксену и рудным минералам, что приводило к постепенному накоплению железа и титана в поздние стадии кристаллизации. Менее дифференцированным является Копанский массив, сложенный главным образом разновидностями пород габбрового ряда. Направление дифференциации Маткальского массива имело более основной характер, выражающийся в распространении оливинсодержащих габбро, пироксенитов и горнблендитов.

Полученные данные позволяют заключить, что кристаллизация габбровой магмы проходила в направлении образования пород, соответствующих различным разновидностям габбро, габбро-нориту, оливинсодержащему габбро и пироксениту с постепенным обогащением пород рудными минералами от аксессуарного до рудообразующего. В процессе формирования габброидов значительная роль принадлежала летучим компонентам (вода, фтор, хлор), о чем свидетельствует наличие в породах значительных количеств апатита, биотита и роговой обманки.

ТИТАНОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ МАССИВОВ

Железо-титановое оруденение в рассматриваемых массивах представлено сплошными и вкрапленными рудами. Вкрапленные руды имеют распространение во всех выделенных геолого-петрографических зонах; сплошные руды преимущественно приурочены к центральной зоне Копанского массива, главной и центральной зонам Маткальского массива.

Сплошные руды

Условия залегания и соотношение с вмещающими породами

Сплошные руды Копанского массива по содержанию обособленных зерен ильменита подразделяются на ильменит-титаномагнетитовые (ильменит составляет не более 5-6% объема рудной массы) и титаномагнетит-ильменитовые, количество ильменита в которых достигает до 40 - 60 об.%. Последние имеют локальное распространение в нижней части восточной зоны, слагая небольшие линзовидные тела (мощностью от 0,3 до 1,5 м), быстро выклинивающиеся по простиранию и на глубину. Этот тип руд установлен в результате исследований П.Г. Пантелеева (1935), Д.С. Штейнберга, Л.И. Кравцовой, А.С. Варлакова (1959) и др.

На основании изучения керна буровой скважины нами выявлено сложное строение рудного тела, представленного чередованием полос сплошного (0,3-0,8 м) и грубополосчатого титаномагнетита. Последний состоит из участков сплошного титаномагнетита (3-10 см) и рудно-силикатных (1,5-10 см) участков. Висячем боку рудного тела наблюдаются вкрапленные руды полосчатого строения. При этом рудные полоски мощностью от нескольких сантиметров до 15-20 см и содержанием рудных минералов 30-40% чередуются с участками габбро с вкрапленностью рудных минералов до 12-18%. Приконтактовая зона (20 см) сложена измененным пироксен-амфиболовым габбро-пегматитом с небольшими обособлениями сплошного титаномагнетита, окруженного густой рудной вкрапленностью. В лежащем боку рудное тело непосредственно подстилается измененным такситовым габбро, которое постепенно сменяется мезократо-

вым среднезернистым габбро. Контакт рудного тела и такситового габбро – резкий, под углом 55° к оси зерна.

Ильменит–титаномагнетитовые руды образуют в центральной зоне массива четыре рудные залежи небольшой мощности (0,5–1,0 м).

Руды залегают согласно с вмещающими породами и прослеживаются на большие расстояния.

Самая верхняя (по разрезу) – четвертая залежь представлена сплошным титаномагнетитом, содержащим в альбановых частях многочисленные включения силикатов. Ее подстилает крупный (10–20 м) горизонт габбро–пегматита, выдержанный по простиранию в пределах рудной зоны. В непосредственном контакте с рудной залежью габбро–пегматит почти лишен полевого шпата, будучи сложен пироксеном с крупными выделениями рудных минералов, часто метасоматически развивающихся по пироксену. Содержание рудных минералов достигает 20% (рудный габбро–пегматит). По мере удаления от контакта габбро–пегматит приобретает мезократовый состав, а содержание рудных минералов уменьшается до 10%. С крупным горизонтом габбро–пегматита тесно связана мощная зона лейкократового такситового габбро с участками анортозита (0,15–0,8 м). Эта зона также выдержана по простиранию и падению; мощность ее достигает 10–12 м. Такситовое габбро постепенно переходит в мезократовое среднезернистое габбро с редкой вкрапленностью рудных минералов.

Третья рудная залежь сплошного титаномагнетита отличается слабым развитием оторочек пегматоидных пород (до 10–15 см) и лейкократового такситового габбро (0,5–1,5 м). Типично наличие в приконтактных зонах неравномернозернистого оливиевого габбро с пойкилитовым пироксеном.

Вторая рудная залежь по характеру оруденения и развитию окорудных зон (оливиевое и такситовое габбро) очень сходна с третьей рудной залежью, но с меньшим развитием или отсутствием оторочек габбро–пегматита.

Самая нижняя – первая рудная залежь сплошного титаномагнетита приурочена к пегматоидным габбро. Висячий бок рудного тела слагается габбро–пегматитом, пегматоидным габбро и неравномернозернистым от средне- и крупнозернистого габбро с отдельными таблитчатыми крупными зернами пироксена, заключающего пойкилитовые вросстки плагиоклаза и рудного минерала. Пегматоидное габбро в непосредственном контакте с рудным телом имеет меланократовый облик, обусловленный развитием таблитчатых зерен пироксена, рудных минералов, иногда оливина и сульфидов.

Рудное тело в лежачем боку сменяется грубозернистым пегматоидным габбро, сложенным в основном пироксеном, к которому приурочены крупные выделения рудных минералов; содержит также оливин, примесь бурой роговой обманки и незначительное количество плагиоклаза. Эта порода постепенно переходит в мезократовый габбро–пегматит. Последний подстилается лейкократовым такситовым габбро; ниже по разрезу получает развитие лейкократовое

и мезократовое среднезернистое габбро с редкой вкрапленностью рудных минералов.

Следует отметить, что границы между околорудными зонами не всегда резкие; само оруденение образует переходные участки, обогащенные титаномагнетитом в грубозернистых пегматоидных разностях габбро. Наиболее мощные околорудные зоны до 15–25 м характерны для первой и четвертой рудных залежей. К лежащему боку их приурочены крупные тела габбро-пегматита и лейкократового такситового габбро. Вторая и третья рудные залежи имеют околорудную зону шириной около 5 м. Их всегда окаймляют небольшие полосы оливинового габбро и рудного габбро до 1,5–3 м.

Таким образом, строение всех четырех рудных тел в общем однотипно и характеризуется наличием постоянно выдержанных околорудных зон. Различие сказывается лишь в мощности, а иногда и в исчезновении той или иной зоны.

В промежутках между третьей, второй и первой рудными залежами наблюдаются полосы лейкократового габбро мощностью до 8–15 м с единичной весьма редкой вкрапленностью рудных минералов. В других участках центральной зоны получило развитие мезократовое и в меньшей степени меланократовое габбро, приуроченное главным образом к верхней части рудной зоны (выше четвертой рудной залежи).

На протяжении массива рудные залежи не представляют собой непрерывные пластообразные тела, а местами выклиниваются в пределах небольших участков или связаны между собой тонкими проводниками, но всегда при этом сохраняют свое положение в разрезе и соотношение с окружающими их определенными разновидностями пород. Строение рудной зоны сохраняет те же особенности и в случае наличия в ней ксенолитов кальцифира. При этом габброидные породы и рудные залежи плавно их окаймляют.

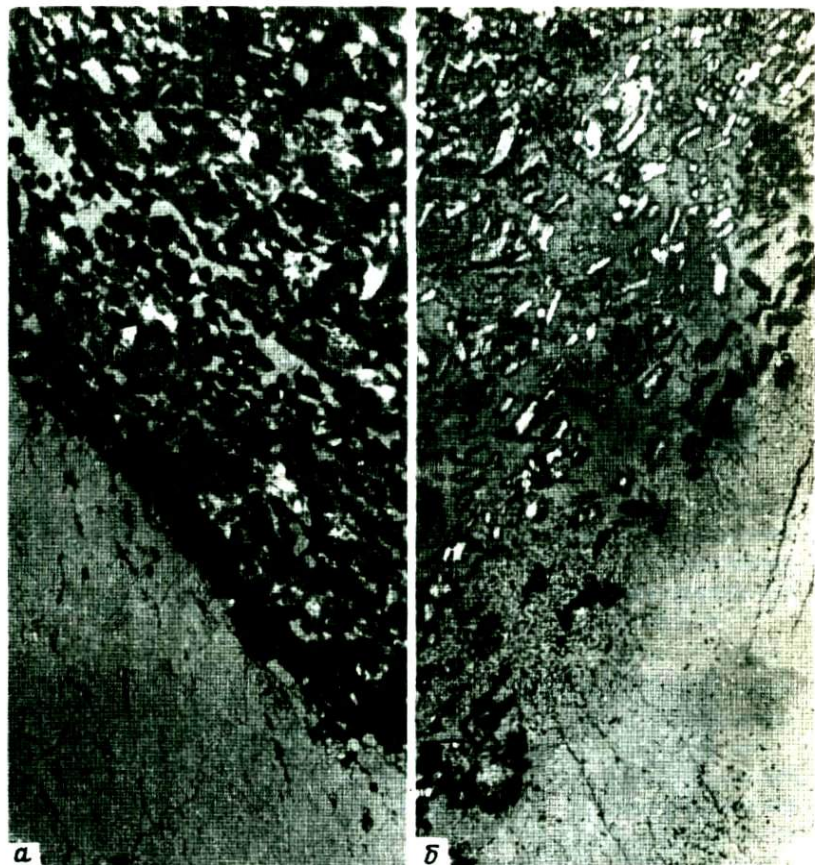
Рудные зоны Маткальского массива, так же как и Копанского, являются составной частью геолого-петрографических зон. Строение их отражено на разрезе (см. фиг. 4). В юго-западной части массива к лежащему боку восточной зоны приурочен ряд сближенных рудных тел, мощность которых колеблется от 10–15 до 40 см, переслаивающихся с полосами густой рудной вкрапленностью и вмещающим среднезернистым измененным габбро, в совокупности составляя рудную пачку, имеющую мощность до 10 м. Наблюдаются небольшие обособления сплошного титаномагнетита от нескольких сантиметров до 15–20 см и в других участках зоны. В пределах нижней части главной зоны прослеживаются три маломощных рудных тела (20–40 см) в мелкозернистом габбро. Несколько незначительных по мощности (15–25 см) полос сплошных руд и многочисленные более тонкие их полоски (3–10 см) концентрируются также в висячем боку этой зоны. Контакты рудных тел с вмещающим мелкозернистым габбро резкие или постепенные через небольшую зону рудной вкрапленности. Рудные тела выдержанно прослеживаются на значительные расстояния в пределах зоны и согласно

залегает с полосчатостью в массиве. В центральной зоне расположены три крупные рудные залежи: верхняя имеет мощность до 12 м, средняя — до 3 м и нижняя — до 14 м. Они представлены рядом полос сплошного титаномагнетита (0,2–1,0 м) и полосами различного размера от нескольких сантиметров до 2 м, состоящими из отдельных обособлений сплошного титаномагнетита и многочисленных мелких кристалликов титаномагнетита, приуроченных к силикатам. Рудные полосы разделяются участками вмещающей породы с различным содержанием рудных минералов, распределенных крайне неравномерно. Рудные залежи пространственно тесно связаны с оливин-содержащим габбро, пироксенитами и горнблендитами. В юго-западной части массива, вблизи зоны тектонического нарушения, титаномагнетитовые руды характеризуются отчетливо выраженной сланцеватостью, которая подчеркивается наличием многочисленных линзовидных выделений амфибол-хлоритового сланца, возникшего по габбро.

При дальнейшем рассмотрении вопроса, касающегося соотношения рудных залежей с вмещающими породами (Мясников, Карпова, 1970), остановимся на характеристике их непосредственного контакта. В одних случаях контакты рудных тел резкие, но граница припая неровная, так как рудный материал образует небольшие выступы без заметных признаков разъедания породы (фиг. 11, а). В других случаях рудный материал частично или полностью охватывает зерна силикатов вблизи припая, внутри рудной залежи обнаруживаются включения плагиоклаза, очевидно, ранее принадлежавшие вмещающей породе. Характерно, что некоторые таблички плагиоклаза окружены или охватываются частично или полностью агрегатом титаномагнетита. Взаимоотношение между рудной массой и силикатами показано на фиг. 11, б, на которой видно, что в руде, особенно близ контакта, имеются многочисленные включения зерен плагиоклаза, и рудный материал как бы проникает в габбро, цементируя зерна плагиоклаза.

Иногда сплошной титаномагнетит нерезко контактирует с вмещающей породой вследствие наличия промежуточной неширокой зоны, являющейся как бы переходной к вмещающему габбро. В ней преобладает рудный материал, на фоне которого распределены зерна плагиоклаза и темноцветных минералов. В сторону от контакта эта зона постепенно переходит в габбро. Создается впечатление, что переходная зона — результат проникновения рудного вещества в базальтовую породу с постепенным замещением силикатов.

Более отчетливо явления замещения и образования агрегатных скоплений титаномагнетита по зернам силикатов заметны в образцах руд, соприкасающихся с крупнозернистым габбро пегматоидной структуры. Контакт рудной залежи здесь очень неровный. В области припая с ее стороны получил развитие агрегат мелких зерен титаномагнетита. Он образует сравнительно узкую зону и не резко, а скорее постепенно в сторону контакта переходит в сплошную рудную массу, в которой границы между отдельными зернами титаномагнетита устанавливаются с трудом. В направлении подстилающей

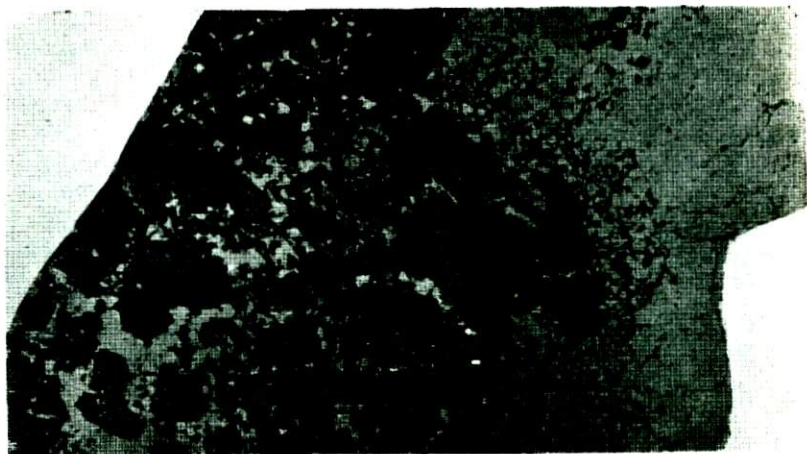


Фиг.11. Характер контактов рудных залежей с вмещающим габбро

а - отчетливый контакт; б - нерезкий контакт (в руде в области припая имеются включения силикатов и сам рудный минерал как бы проникает в боковую породу, цементируя зерна плагиоклаза).
Натур.вел.

породы, наоборот, промежутки между зернами титаномагнетита по мере удаления от контакта постепенно возрастают.

Весьма интересен частичный охват крупных зерен пироксена мелкими сросшимися кристаллами титаномагнетита (фиг. 12). Такое соотношение, характеризующее промежуточную стадию, несомненно указывает на способ образования пятнообразных выделений внутри залежей сплошных руд. Еще дальше от контакта наблюдаются цепочки зерен титаномагнетита, облекающие отдельные кристаллы пироксена, которые придают породе ячеистый или петлеобразный



Фиг.12. Агрегаты мелких кристаллов титаномагнетита в области контакта с вмещающей породой и проникновением их по границам зерен пироксена с частичным охватом, а также образованием цепочек вокруг них. Natur.вел.

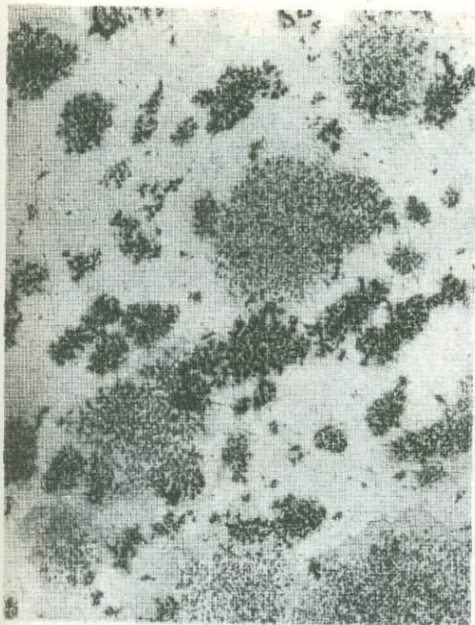
облик. Зерна пироксена имеют здесь ясно коррозионные границы с включениями мелких октаэдрических кристаллов титаномагнетита.

Из приведенных примеров следует, что между формированием породы и отложением рудного материала существовал некоторый незначительный перерыв. Рудный материал в стадии отложения был достаточно подвижен и проникал во вмещающие породы. При этом осуществлялся, по-видимому, частичный метасоматоз зерен силикатов.

Текстурно-структурные особенности руд

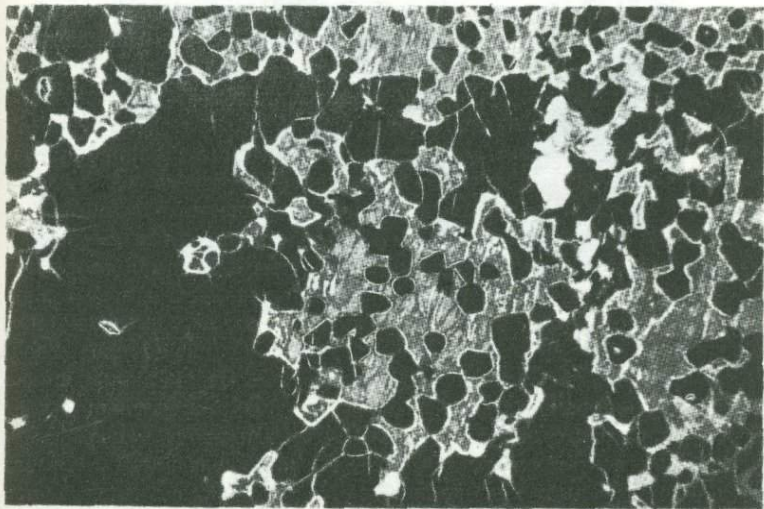
Сплошные руды Копанского и Маткальского массивов представляют плотные массивные образования, в которых макроскопически (в большинстве случаев только при внимательном рассмотрении) удается заметить контуры составляющих зерен. Лишь местами, в отдельных участках залежей зернистое строение более отчетливо и видно, что зерна титаномагнетита тесно срастаются неровными краями. Рудный материал несет на себе следы сдавливания, вследствие чего возникла тонкая трещиноватость, часто ориентированная по простиранию залежи.

Для сплошных руд характерна пятнистая текстура, обусловленная наличием своеобразных пятен, часто округлой формы, состоящих из крупных зерен измененного (хлоритизированного) пироксена, заключающих мелкие субидiomорфные кристаллы титаномагнетита,



Фиг.13. Пятнистая текстура титаномagnetитовой руды; Копанское месторождение. Натур.вел.

Фиг.14. Пятнообразное выделение в руде, представленное измененным пироксеном, заключающим субидiomорфные кристаллы титаномagnetита. Увел. 10, без анализатора



размеры которых значительно меньше, чем в окружающей рудной массе (фиг. 13,14). Количество таких выделений увеличивается в приальбандовых участках залежей; размер их различен от нескольких долей сантиметра до 1-2 см и более.

Руды, приуроченные к пегматоидному габбро в центральной зоне Маткальского массива и к габбро-пегматиту (четвертая залежь)



Фиг.15. Полосчатая титаномагнетитовая руда. Светло-серое - титаномагнетит; темно-серое - нерудные минералы. Natur. вел.

Копанского массива, имеют полосчатое строение в результате неоднократного чередования полос чисто рудного состава, рудно-силикатных и безрудных полосок (фиг. 15). Рудные полоски состоят главным образом крупнозернистым титаномагнетитом (размер зерен до 0,8-1,0 см), а рудно-силикатные состоят в основном из мелких не более 1-1,5 мм кристаллов титаномагнетита, приуроченных к нерудным минералам. Последние представлены плагиоклазом, пироксеном, оливином, которые в большинстве случаев замещены агрегатом вторичных минералов. Количество и ширина безрудных



фиг. 16. Прожилкообразное выделение титаномагнетита (серое) в габбро; в прожилке заметна пятнистая текстура. Поверхность контакта рудного прожилка с габбро резкая, но неровная; Копанский массив, Натур. вел.

полосок увеличиваются по направлению к зальбандам рудных залежей. Они становятся более сближенными из-за уменьшения мощности рудных полосок. Граница между полосками не вполне резкая, но полосчатость в рудах выражена довольно отчетливо.

Рассматривая текстурные особенности руд с полосчатым сложением, а также взаимоотношения между рудными и нерудными минералами (наличие в массе рудных минералов реликтовых участков силикатов), создается впечатление о частичном метасоматическом замещении силикатов рудным веществом.

Для руд Маткальского

массива типичны текстуры катаклаза, связанные с послерудными деформациями (интенсивное дробление, смятие и деформация рудных минералов). Катаклазированные руды распространены в центральной зоне вблизи крупного широтного нарушения. В некоторых случаях в зоне нарушения руды с значительным содержанием силикатов имеют сланцеватое сложение с наличием многочисленных зеркал скольжения.

Небольшие (3–5 см) прожилкообразные выделения сплошного титаномагнетита в текстурном отношении проявляют сходные черты с титаномагнетитовыми рудами, слагающими пластообразные залежи. В некоторых более крупных из них заметно выражена пятнистая текстура, обусловленная наличием отдельных пятен, состоящих из мелких кристаллов титаномагнетита, включенных в силикаты. Эти кри-

таллы местами также развиты на границе прожилка с вмещающей породой. Поверхность контакта рудного прожилка с габбро резкая, но неровная (зазубренная), в некоторых участках с частичным или полным захватом зерен силикатов вмещающей породы (фиг. 16).

В структурном отношении титаномагнетитовые руды характеризуются меньшим разнообразием. Рудная масса представлена агрегатом более или менее изометричных полигональных или округлых зерен титаномагнетита, находящихся в тесном сростании друг с другом. Структура рудной массы панидиоморфнозернистая. В участках руд с пятнистой текстурой наблюдается пойкилитовая структура, обусловленная включениями идиоморфных кристаллов титаномагнетита в крупные зерна пироксена, часто замещенные хлоритом. В рудных минералах широко развиты разнообразные структуры распада твердых растворов.

Минералы руд

Минеральный состав руд в общем постоянный и определяется сравнительно небольшим количеством минералов, но с довольно разнообразной формой выделения. Они слагаются в основном титаномагнетитом, ильменитом и различной примесью силикатных минералов.

Титаномагнетит представлен двумя разновидностями — крупнозернистыми (от 3–4 до 8–10 мм) агрегатами, составляющими основную массу руды, и мелкими кристаллами (0,5–1,0 мм) октаэдрического облика, связанными исключительно с включениями пироксена и других, преимущественно темноцветных минералов, образующих пятнообразные скопления. Кристаллы титаномагнетита характерны для зон контакта рудных тел с вмещающей породой.

По химическому составу, определенному с помощью электронного микроанализатора, мелкие кристаллы титаномагнетита отличаются от крупных зерен этого минерала несколько повышенным содержанием титана и магния. Они более устойчивы по отношению к соляной кислоте. Для них характерны: приуроченность к зернам силикатов, неравномерная концентрация их в пределах индивидов пироксена или хлорита; почти совпадающая ориентировка кристаллов титаномагнетита одной из его осей четвертого порядка вдоль трещин спайности (110) в пироксене; тесное сростание хорошо образованных кристаллов титаномагнетита между собой и с окружающими сплошными крупнозернистыми агрегатами, от которых они отличаются в некоторой степени химическим составом, размером зерен и внешней формой. На основании этих данных можно сделать вывод, что мелкие кристаллы титаномагнетита — метакристаллы. Выделение их, вероятно, было несколько более поздним, чем главной массы титаномагнетита и осуществлялось путем диффузии рудного вещества в пироксен. Однако отложение этого титаномагнетита, очевидно, отвечало единому процессу рудоотложения.

Изучение внутреннего строения зерен титаномагнетита из руд Копанского массива проводилось совместно со ст. научн. сотрудни-

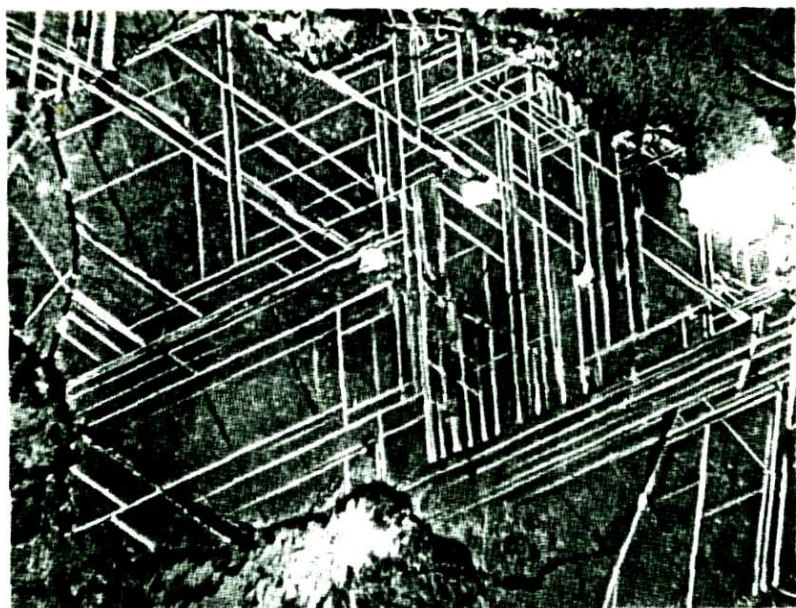
ком ИГЕМ В.С. Мясниковым. В результате этих исследований в титаномагнетите установлены следующие минералы: ильменит, шпинель, ульвёшпинель, хегбомит, диаспор и др.

С целью выявления внутренней микроструктуры зерен титаномагнетита широко использовался метод травления концентрированной соляной кислотой. При этом в них наблюдались разнообразные пластинчатые выделения ильменита, представляющие продукты распада твердого раствора. Прежде всего, это сравнительно широкие и удлиненные или более тонкие пластинки, ориентированные большей частью в одном направлении. Они встречаются в виде единичных пластинок и серии сближенных параллельных выделений, постепенно выклинивающихся к краям зерен титаномагнетита.

В некоторых случаях пластинки ильменита образуют решетчатую структуру, обусловленную закономерным расположением их по трем направлениям октаэдрической отдельности магнетита, соответственно под углом 60° друг к другу (фиг. 17). Эти структуры встречаются в пределах всего зерна титаномагнетита, чаще по их периферии или в центральной части зерен. Иногда они развиваются около трещин, пересекающих титаномагнетит. При этом пластинки часто ооконтуривают трещины и постепенно выклиниваются в направлении от них (фиг. 18). Возможно пластинки ильменита, возникшие по ослабленным зонам, являются следствием динамических напряжений и процесса окисления, а не результатом распада твердого раствора (Мясников, 1959). Все рассмотренные пластинки ильменита имеют незначительное и неравномерное развитие. Размер их по длине составляет сотые и десятые, а по ширине – тысячные и сотые доли миллиметра.

Основная масса ильменита присутствует в зернах титаномагнетита в виде мельчайших пластинчатых выделений, заметных лишь при увеличении около 1000 в шлифах, протравленных соляной кислотой. Они образуют тонкую решетку, представленную системой параллельных очень узких и сближенных между собой пластинок, пересекающихся под прямым углом. В плоскости шлифа при очень больших увеличениях наблюдается система пластинок, в совокупности составляющих тончайшую прямоугольную сеточку (фиг. 19), которая напоминает рисунок "волокон ткани" (Ramdohr, 1953). При этом прямоугольные ячейки решетки выполнены магнетитом.

При внимательном наблюдении было замечено, что пластинки анизотропны. Их удалось выделить из титаномагнетита для рентгеновского анализа путем растворения вещества магнетита соляной кислотой. По данным расчета дебаеграммы ($l = 10, d = 1,276, l = 10, d = 1,723, l = 7, d = 1,340$ и др.) с учетом оптических данных установлена принадлежность этих пластинок к ильмениту. Согласно Рамдору (Ramdohr, 1953), пластинчатые выделения ильменита, ориентированные по (100) в магнетите, возникли в процессе глубинного окисления ульвёшпинели при сохранении внешней формы ее в структуре распада твердого раствора. На присутствие ульвёшпинели ранее в титаномагнетите указывает косвенный признак, подмеченный



Фиг. 17. Решетчатая структура в титаномagnetите, состоящая из трех систем пластинок ильменита, ориентированных по плоскостям (111). Полир. шлиф, протравленный HCl, Увел.90



Фиг.18. Развитие пластинок ильменита от трещинок. Полир.шлиф, протравленный HCl. Увел,160

в работах Рамдора, а именно косое погасание пластинок ильменита по отношению к их удлинению. Наличие очень тонкой решетчатой структуры ильменита в титаномагнетите в значительной степени объясняет его характерный коричневый оттенок. Размер пластинок ильменита не превышает нескольких микрон; они распределены довольно равномерно по всему полю зерна титаномагнетита.

Внутренняя структура мелких кристаллов титаномагнетита характеризуется теми же особенностями, что и крупных зерен. В них также при более длительном травлении соляной кислотой выявляется тончайшая прямоугольная ильменитовая сеточка по типу "волокон ткани" и отдельные более широкие пластинки ильменита по (111), но общий рисунок структуры распада твердого раствора является более тонким.

Первичный рисунок микроструктуры зерен титаномагнетита часто изменен под влиянием процесса метаморфизма, в результате которого образуются различные по форме и размеру выделения ильменита за счет его пластинчатых выделений (фиг. 20); снимок получен К.Е. Фроловой в лаборатории электронной микроскопии, ИГЕМ).

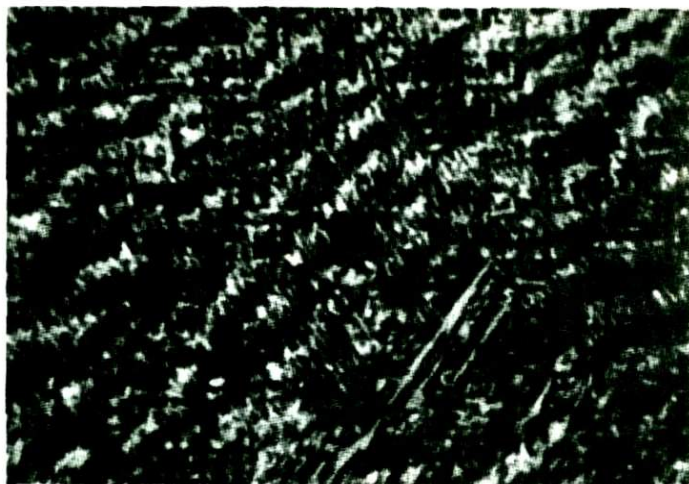
Титаномагнетиты Маткальского массива более метаморфизованы по сравнению с титаномагнетитами Копанского массива. В них наблюдается последовательное преобразование мелких пластинчатых выделений ильменита в более крупные обособления в результате собирательной перекристаллизации (фиг. 21,а,б,в). Крупные пластинки ильменита, ориентированные по (111) в титаномагнетите, в меньшей степени затронуты процессом метаморфизма. Иногда наблюдается лишь частичное растворение их с переотложением вещества ильменита в трещины (фиг. 21,г).

Для титаномагнетита Маткальского массива очень характерно выделение ильменита по трещинкам катаклаза, границам зерен и тонким капиллярным трещинкам. Ильменит местами как бы нарастает на стенки трещин в виде агрегата мелких зерен, при этом центральная часть трещин сложена хлоритом (фиг. 22). От трещинок, выполненных ильменитом, часто развиваются тонкие пластинки ильменита, ориентированные по плоскости (111) магнетита, которые по мере удаления от трещинок постепенно выклиниваются.

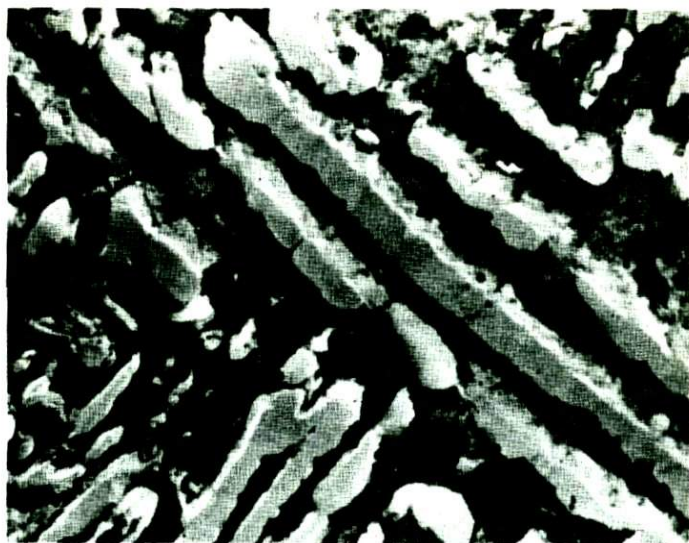
Распространен ильменит и в виде своеобразных шнуровидных образований и каемок по границам зерен титаномагнетита (фиг. 23). Они представлены большей частью агрегатом округлых неправильных и изометрических зерен ильменита размером в сотые доли миллиметра.

Концентрация ильменита по границам зерен и трещинкам, по-видимому, связана с явлением перекристаллизации различных выделений ильменита с последующим переотложением его в трещинки. В результате этого процесса периферические части зерен титаномагнетита оказываются почти полностью свободными от каких-либо включений ильменита.

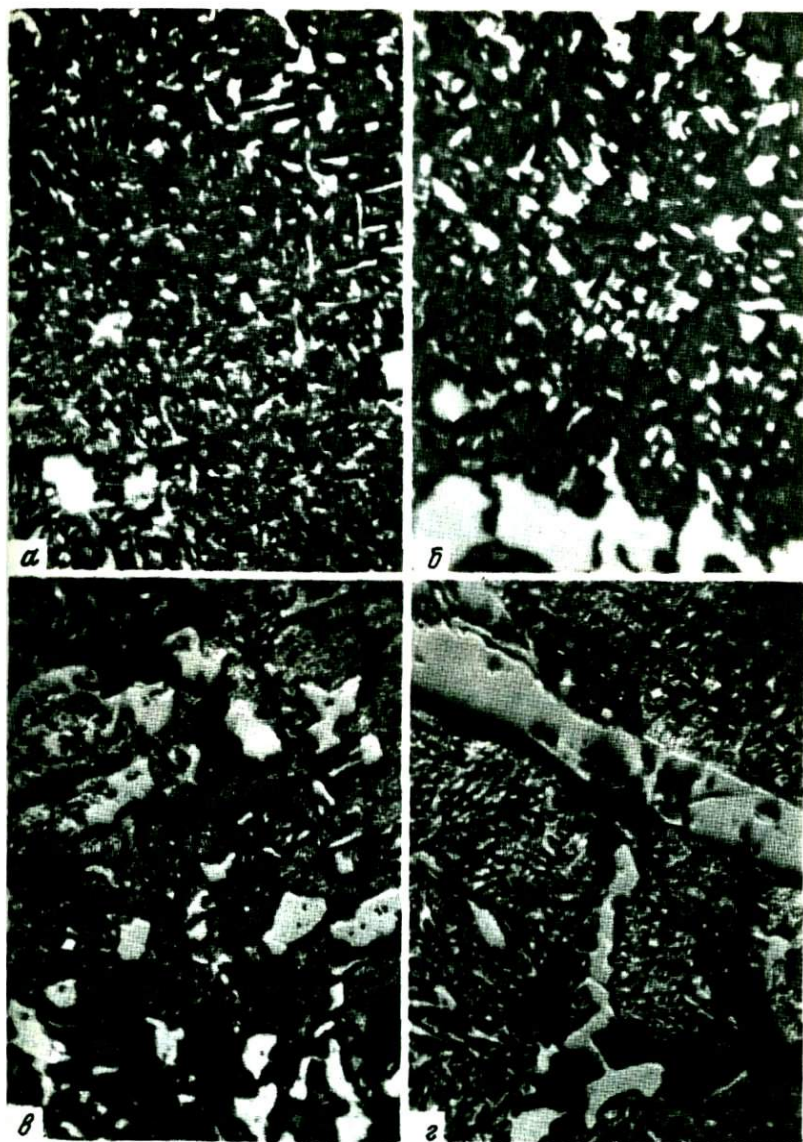
Следует отметить, что изменение первичной микроструктуры зерен титаномагнетита в Маткальском массиве наблюдается лишь в



Фиг.19. Структурный рисунок зерна титаномагнетита, представленный очень тонкими пластинками ильменита, ориентированными под прямым углом друг к другу. Полир.,шлиф, протравленный HCl. Увел. 2000



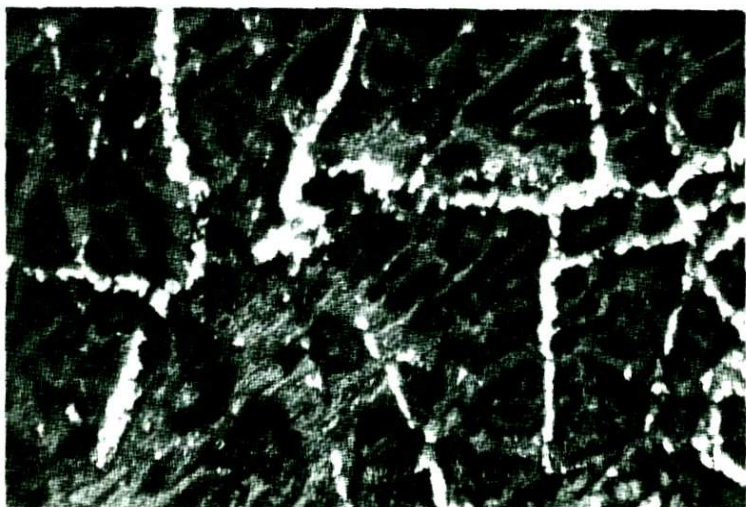
Фиг.20. Измененный первичный структурный рисунок титаномагнетита; Копанский массив, коллодиевая реплика. Увел.10 000



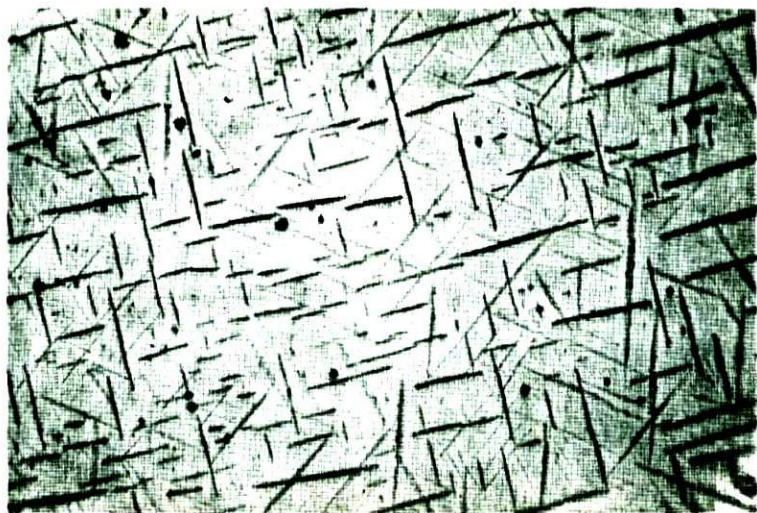
Фиг.21. Преобразование пластинок ильменита в титаномagnetите Маткальского массива (а,б,в) в процессе собирательной перекристаллизации. Увел. 1000 (в иммерсии); г – изменение внутренней структуры зерен титаномagnetита с образованием продолговатых извилистых выделений ильменита. Крупная пластинка ильменита по (111) подверглась также частичному растворению с переотложением вещества ильменита в трещинки. Полир. шлиф, протравленный HCl. Увел. 1000 в иммерсии



Фиг. 22. Развитие пластинок ильменита от трещинок, выполненных поздними выделениями ильменита. Полир. шлиф, протравленный HCl. Увел. 165



Фиг. 23. Концентрация мелких зерен ильменита в виде шнуров и каемок по границам зерен титаномагнетита. Полир.шлиф, протравленный HCl. Увел.165

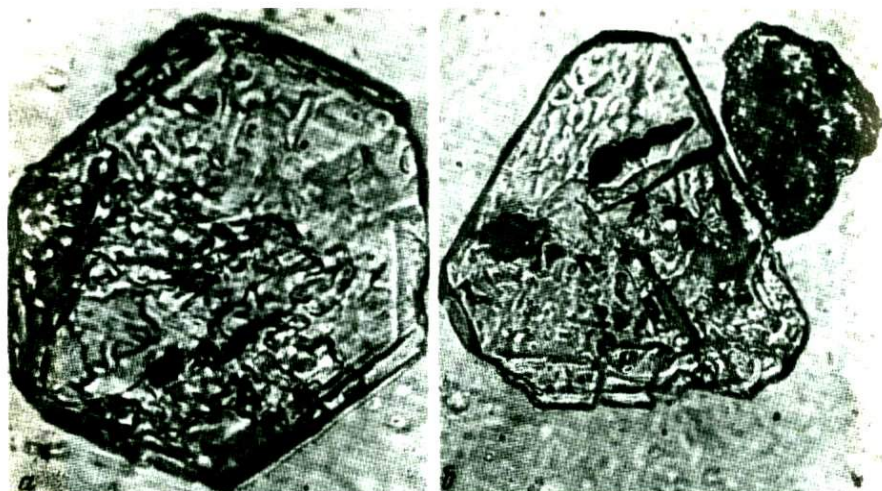


Фиг.24. Две системы пластинок шпинели в титаномагнетите, ориентированные по (100). Поляр. шлиф. Увел. 700

микромасштабе. Процесс преобразования пластинок ильменита, вероятно, протекал в результате диффузии вещества в твердом состоянии при слабом участии растворов; причем менее устойчивой в процессе перекристаллизации оказалась тончайшая решетка ильменита. В относительно позднюю стадию метаморфизма при существенном возрастании роли растворов происходит переотложение ильменита в трещинки катаклаза и к границам зерен.

Полученные данные подтверждают вывод В.С. Мясникова (1959) об образовании ильменит-магнетитовых руд кусинского типа в процессе метаморфизма.

Шпинель – один из характерных второстепенных компонентов титаномагнетита, присутствует в переменных количествах в виде тонких коротких пластинок, представляющих продукт распада твердого раствора. Эти пластинки располагаются по плоскостям куба в зернах титаномагнетита, образуя две (в сечении шлифа), а фактически даже и три системы параллельных рядов, ориентированных под прямым углом друг к другу (фиг. 24). В некоторых образцах распад твердого раствора с выделением шпинелевых пластинок проявился преимущественно вдоль октаэдрической отдельности титаномагнетита, и тогда ряды отмеченных пластинок, принадлежащих к разным системам, располагаются под углом 60° друг к другу. Выделения шпинели по (100) иногда ориентированы под углом 45° к крупным пластинкам ильменита по (111). В некоторых случаях установлено пересечение шпинелевых пластинок ильменитовыми, что свидетельствует о более раннем происхождении шпинели.



Фиг.25. Пластинки шпинели а и б; выделенные путем растворения титаномагнетита; а - увел. 670, б - увел.365

В шлифах поперечные сечения пластинок шпинели имеют линзо-видную форму с утолщением в центральной их части и заметным сужением на концах. В титаномагнетитах, подвергшихся вторичным изменениям, шпинелевые пластинки, как правило, утратили свой первичный правильный облик и представлены отдельными небольшими участками и мелкими неправильными зернами.

Кроме пластинчатых выделений в титаномагнетите в виде редко рассеянных включений наблюдаются мелкие округлые зерна шпинели и небольшие октаэдрические ее кристаллы с квадратным сечением.

Шпинель была выделена из титаномагнетита в результате длительной обработки материала, измельченного до 1-2 мм, концентрированной соляной кислотой и другими кислотами (Мясников, Карпова, 1970). В итоге был получен концентрат, состоящий в основном из шпинели. Выделенная таким способом шпинель оказалась представленной в главной массе мелкими тончайшими прозрачными пластинками, единичными ее зернами и кристалликами. Пластинки большей частью имели неровные очертания, иногда правильные ограничения с гексагональным или тригональным контуром (фиг. 25,а,б). Такая форма с несомненностью подтверждает, что пластинки - сильно уплощенные по грани октаэдра кристаллы. Гексагональные контуры, очевидно, указывают либо на наличие двух кристаллографических форм - куба и октаэдра, либо на то, что противоположные грани октаэдра соприкасаются по ребрам главных зон куба (010), (100), (001). Встречавшиеся в титаномагнетите

Таблица 6

Химический анализ шпинели, выделенной в результате растворения титаномагнетита, аналитик В.А. Молева

Компо- ненты	Вес. %	Молекулярные количества	Расчет на миналы
Al_2O_3	67,88	6657	Mg-шпинель - 79,60
Cr_2O_3	0,44	0029	
Fe_2O_3	0,32	0020	Гершинит - 17,59
FeO	8,48	1180	Магнохромит - 0,43
MnO	0,33	0046	
MgO	21,76	5397	Магнезиоферрит - 0,30
ZnO	0,73	0090	
Сумма	99,94		Якобсит - 0,68
			Ганит - 1,34
			Остаток - 0,05
			Сумма 99,99

кристаллы шпинели имели вид мелких идеально образованных кристаллов с узкими вдоль ребер притуплениями ромбододекаэдра, т.е. представляют собой комбинацию (111) и (110).

Пластинки шпинели прозрачные, почти бесцветные, чаще имеют слабый, но отчетливый голубоватый оттенок. Интенсивность окраски разных индивидов не одинаковая. Относительно крупные и толстые пластинки как правило были окрашены гуще; зерна и кристаллы имели светло-синий цвет, а иногда густо-синий. Показатели преломления шпинели 1,744-1,748, что указывает на присутствие заметных количеств железа, т.е. шпинель является плеонастом. Химический анализ шпинели, выделенной путем растворения, приведен в табл. 6. Из данных пересчета на миналы следует, что преобладающий компонент - магнезиальная шпинель. Спектральным анализом определено 0,186% Co, наличие которого, очевидно, вызывает синеватую окраску минерала.

Ульвешпинель очень редко наблюдается в титаномагнетите в виде параллельных пластинок с коричневатым оттенком (изотропных), окружающих выделения шпинели по (100). На присутствие ульвешпинели указывает небольшой избыток FeO при пересчете химических анализов титаномагнетита. Ульвешпинель в титаномагнетите Копанского массива отмечалась также И.К. Латышем (1966). Обычно эти пластинки представлены ильменитом с характерными для него свойствами - отражательной способностью и анизотропией; они гаснут одновременно и косо по отношению к их удлинению, что указывает по данным Рамдора на образование ильменита по ульвешпинели в результате глубинного окисления. В некоторых случаях было замечено, что строение ильменитовых пластинок не является

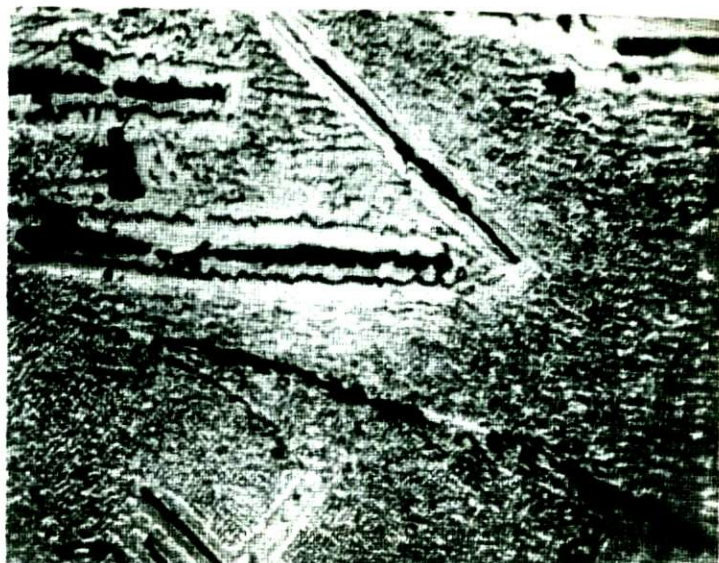
однородным монокристаллическим. Оказалось, что они состоят из серии отдельных индивидов ильменита, тесно сросшихся между собой в параллельном положении (фиг. 26). Подобные детали строения описаны в работе Рамдора (Ramdohr, 1953) и в более крупном масштабе наблюдались при наших исследованиях под электронным микроскопом при значительно большем, чем у Рамдора, увеличении (фиг. 27).

Хегбомит встречается в ничтожных количествах в сплошных титаномагнетитовых рудах Копанского массива и, тем не менее, он — характерный минерал примеси. Большой частью этот минерал обнаруживается только в остатке при растворении руд в кислотах; лишь иногда можно видеть под микроскопом при больших увеличениях шестиугольные таблички хегбомита, приуроченные к трещинам отдельности в титаномагнетите (фиг. 28).

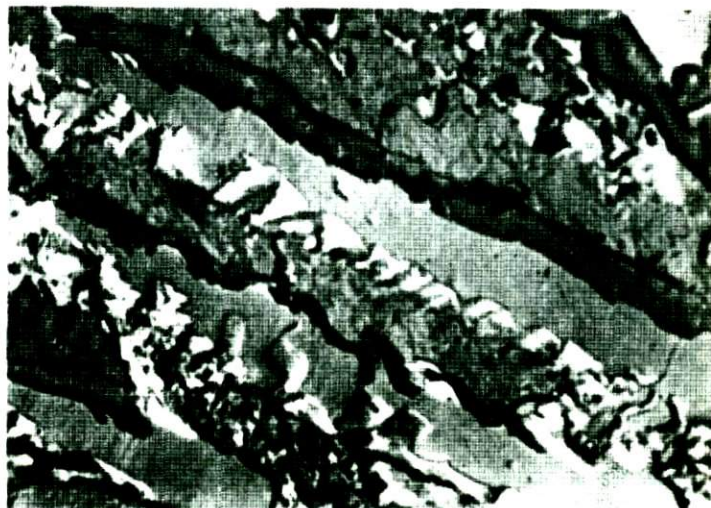
В остатке после растворения обнаружены мелкие пластинчатые кристаллы хегбомита бурого цвета гексагональной формы (фиг. 29, а, б). Хегбомит обычно встречается в титаномагнетите в ассоциации со шпинелью в тесном срастании с нею, причем пластинки хегбомита прирастают в параллельном положении к граням (111) на шпинели. В таких случаях граница между шпинелью и хегбомитом ровная, линейная. По времени образования хегбомит — минерал, выделявшийся несколько позже, чем шпинель. Оптические константы хегбомита: одноосен, отрицателен, плеохроизм отчетлив только на поперечных срезах пластинок, по N_p — светло-желтый, по N_g — темно-бурый. Поляризационная окраска часто маскируется собственной темно-бурой окраской минерала и становится заметной у более тонких пластинок, отвечая двупреломлению порядка 0,030.

В сплошных титаномагнетитовых рудах Копанского массива при растворении их кислотами впервые был установлен диаспор, не известный ранее не только для сплошных титаномагнетитовых руд из месторождений Урала, но и для других районов СССР. Диаспор представлен мелкими бесцветными довольно хрупкими пластинками и чешуйками, с сильным стекляннным блеском. Под микроскопом в иммерсионных препаратах диаспор имеет вид мелких тонких пластинок изометрической формы с неровными очертаниями, иногда удлинённых тонких табличек с линейными контурами кристалла. Минерал двусосный, положительный, с большим углом оптических осей; из-за незначительных размеров пластинок измерить на федоровском столике не удалось. Удлинение отрицательное. Показатели преломления: $N_g = 1,748$; $N_p = 1,699$. Поляризационная окраска высокая, отвечает двупреломлению $N_g - N_p = 0,049$. Дебаеграммы почти всех остатков от растворения титаномагнетитов дали характерные линии для диаспора.

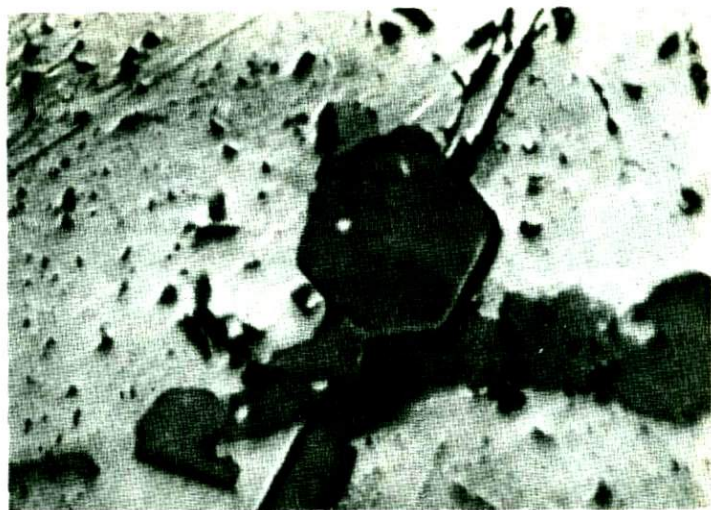
В качестве сопутствующих минералов во всех фракциях установлены хлорит, хегбомит и шпинель, что подтверждено и оптическим исследованием. Намечается некоторый антагонизм в распределении диаспора и шпинели. Фракции, в которых преобладала шпинель, бедны диаспором и наоборот.



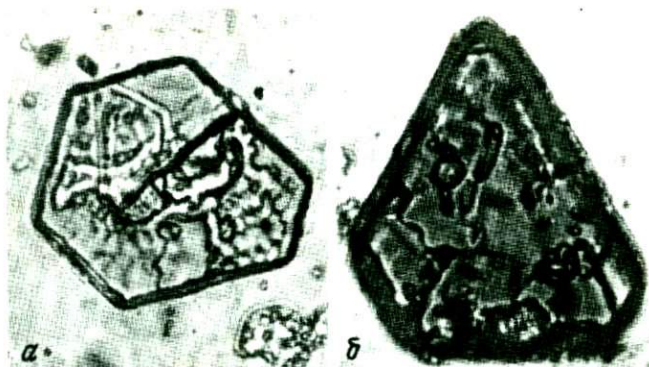
Фиг.26. Шпинель (темные полосы), окруженная пластинками ильменита, с неровными зубчатыми очертаниями, состоящими из серии отдельных индивидов ильменита. В титаномагнетите заметна тонкая решетчатая структура. Полир.шлиф. Увел.1000.



Фиг.27. Неоднородное строение ильменитовых пластинок, имеющих отчетливо выраженное зубчатое очертание, в титаномагнетите. Двухступенчатая целлюлозно-угольная реплика. Травление HCl 30 сек. Увел. 15 000



Фиг.28. Кристаллы хегбомита с гексагональными очертаниями в титаномagnetите. Полир. шлиф. Увел.1000 (с иммерсией)



Фиг.29. Кристаллы хегбомита (а и б) гексагональной формы, выделенные из титаномagnetита. Увел.670

В некоторых чешуйках диаспора наблюдались включения хегбомита и клинохлора. В результате исследования создается впечатление, что диаспор – продукт изменения, очевидно, шпинели.

Ильменит в сплошных рудах встречается в виде редко рассеянных единичных таблитчатой формы зерен (0,5–3 мм) с полигональными, иногда несколько округлыми очертаниями в тесном сростании с титаномagnetитом. Количество ильменита 5–6% по отношению к

объему общей рудной массы и только в отдельных случаях до 10% (руды южной части Копанского и Маткальского массивов). Исключением являются титаномагнетит-ильменитовые руды лежащего бока восточной зоны, в которых содержание ильменита достигает 50-55%.

В ильмените, после травления концентрированной соляной кислотой, заметны тонкие ориентированные в направлении трещин отдельности (0001) пластинки магнетита - продукт распада твердого раствора. Такой ильменит получил название магнето-ильменита (Ramdohr, 1926). В мелких зернах ильменита пластинки магнетита как правило не встречаются.

Кроме того, в ильмените обнаруживаются включения гематита, закономерно ориентированные по плоскости (0001), и очень мелкие эмульсионные его выделения, также представляющие продукты распада твердого раствора (фиг. 30). В некоторых случаях в крупных зернах ильменита наблюдаются закономерно ориентированные пластинки нерудного минерала. По характеру рельефа и высокой твердости эти пластинки, вероятно, принадлежат корунду. Отличительным признаком этого минерала в полированном шлифе является наличие многочисленных, отходящих от него в разные стороны, лучей-микроцарапин, возникших при полировке шлифа в результате более высокой твердости минерала по сравнению с окружающим его ильменитом.

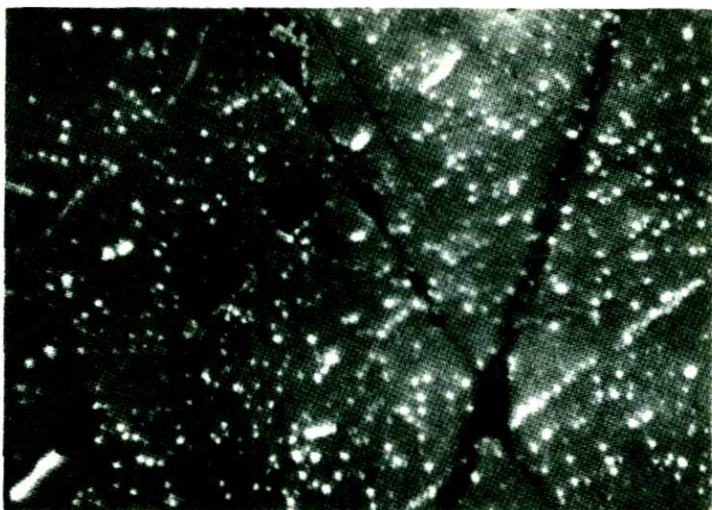
Химические анализы ильменита приведены в табл. 7. Из пересчета их на формулы составляющих компонентов видно, что ильменит, в основном, представлен кричтонитом с незначительным количеством частиц пиррофанита при наличии примеси шпинели, магнетита и гематита.

Гематит в титаномагнетите встречается в виде очень мелких и тонких пластинок, образующих решетчатую структуру замещения. Развитие гематита обычно происходит с периферии зерен или от трещинок, пересекающих титаномагнетит (фиг. 31), что связано с явлением "мартитизации" руд в поверхностных участках залежей.

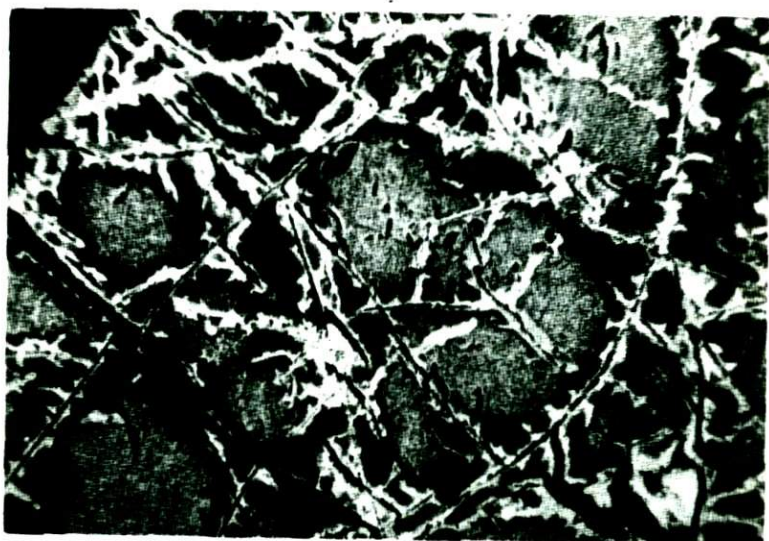
В рудах из отвалов горных выработок и естественных обнажений гематит замещает и тонкие пластинки магнетита в ильмените.

Маггемит впервые установлен в титаномагнетите Маткальского массива (Карпова, Минibaев, 1969). Этот минерал распространен неравномерно. Он встречается в титаномагнетитовых рудах, залегающих преимущественно в мелкозернистых разновидностях габбро главной рудной зоны, и отсутствует в рудах центральной зоны массива, сложенной оливинсодержащими габбро и пегматоидными габбро, где интенсивное развитие получил процесс мартитизации.

Маггемит обнаружен с помощью термомагнитного анализа в ряде образцов титаномагнетита, взятых с поверхности массива. Титаномагнетиты, содержащие маггемит, исследовались при больших увеличениях (1425, масляная иммерсия). Для сравнения изучались образцы титаномагнетита, в которых отсутствовал маггемит и наблюдался один лишь гематит, а также исследовались образцы анализированного маггемита (Павлов, 1957). Маггемит более легко



Фиг.30. Тонкие эмульсионные образования гематита (светлое) в зерне ильменита; темные пластинки – корунд. Полир. шлиф. Увел. 1000 (в иммерсии)



Фиг.31. Замещение титаномагнетита (светло-серое) гематитом (белое) от трещинок и по границам зерен. Полир. шлиф., протравленный HCl. Увел.85

Таблица 7.

Химический анализ ильменита из сплошной руды;
аналитик В.А. Молева

Компоненты	Вес. %	Молекулярные количества	
		1	2
SiO ₂	0,02		0,40
TiO ₂	49,29	6169	48,00
Al ₂ O ₃	1,95	0191	1,10
Fe ₂ O ₃	6,68	01418	6,67
FeO	37,60	5233	39,38
MnO	0,25	0035	1,03
MgO	3,74	0927	3,26
H ₂ O			0,10
Cr ₂ O ₃	-		0,15
V ₂ O ₅	0,16		0,03
Сумма	99,69		100,02
Уд. вес			4,65

1 - ильменит из титаномагнетит-ильменитовой руды;

2 - ильменит из титаномагнетитовой руды.

Расчет химического состава ильменита на составляющие компоненты в вес. %: ильменит (1) - 88,94 (криттонит - 79,54, гейкилит - 8,87, пирофанит - 0,53), гематит - 6,69, шпинель - 2,71, рутил - 1,32; ильменит (2) - 89,08 (криттонит - 78,45, гейкилит - 8,44, пирофанит - 2,19), магнетит - 7,32, гематит - 1,55, шпинель - 1,53.

обнаруживается в ассоциации с гематитом, от которого отличается по цвету и форме выделений. Размер выделений маггемита не превышает нескольких микрон (в среднем 2-5 мк) в длину и десятых долей микрона в поперечнике. Распределен маггемит в пределах шлифов крайне неравномерно и составляет по объему не более 1-2% рудной массы. Морфологические особенности выделений маггемита и его количество в титаномагнетите в какой-то мере зависят от степени проявленного метаморфизма. В менее метаморфизованном титаномагнетите в краевых частях зерен и около трещинок наблюдается очень тонкий рисунок, выраженный неоднократным чередованием ильменитовых пластинок, представляющих собой продукты распада твердого раствора в магнетите, и извилистых вы-

делений маггемита, окаймляющих их. В титаномагнетите, где ильменитовые пластинки в процессе метаморфизма сегрегировались в неправильные зернышки или вещество их переотложено в трещинки, маггемит составляет значительные скопления, заключающие преобразованный ильменит. При этом укрупненные выделения ильменита, имеющие коричневатый оттенок, отчетливо выделяются на светло-голубом фоне маггемита.

Наибольшее количество маггемита наблюдается в зернах титаномагнетита, имеющих сильно "изъеденные" (корродированные) очертания (фиг. 32,а), подвергшихся интенсивному катаклазу с образованием многочисленных отдельных частей зерен титаномагнетита, измеряемых сотыми долями миллиметра, заключенных в массу хлорита. Такие выделения титаномагнетита иногда почти полностью замещены маггемитом с возникновением ильменит-маггемитовых обособлений (фиг. 32,б). При этом сближенные тонкие извилистые выделения маггемита сливаются в более крупные.

Таким образом, в исследованных образцах маггемит является обособленным минералом, аналогичным по форме выделения маггемиту контактово-метасоматического месторождения Северного Урала (Овчинников, 1953). При изучении полированного шлифа с маггемитом из материала Н.В. Павлова также видно замещение магнетита извилистыми удлинненными образованиями маггемита, сливающимися в сплошной светло-серый фон с отчетливым голубоватым оттенком, среди которого проступают реликтовые участки зерен магнетита.

Маггемит часто встречается совместно с гематитом, который обычно развивается от трещинок и краев зерен в виде тонких пластинок, ориентированных по направлению октаэдрической отдельности магнетита, образуя решетчатую структуру замещения, в то время как извилистые прерывистые выделения маггемита, окаймляющие ильменитовые обособления, создают своеобразный рисунок. При этом развитие маггемита не зависит от кристаллографических направлений магнетита. Пластинки гематита всегда имеют значительно больший размер по сравнению с маггемитом.

Ввиду незначительного количества маггемита в титаномагнетите, ничтожного размера его выделений, тесного сращения с ильменитом и совместного нахождения с гематитом — выделить маггемит не представляется возможным. При рентгенометрических исследованиях с помощью дифрактометра "УРС-50И" маггемит не был обнаружен из-за небольшого его содержания.

Эффективным методом, позволяющим определить маггемит в количестве до 1%, является термомагнитный анализ, основанный на зависимости точек Кюри от вещественного состава ферромагнетика. На кривой термомагнитного анализа (1) отчетливо заметен перегиб, соответствующий точке фазового перехода маггемита в гематит (275°). При последующем нагреве этот перегиб исчезает (кривая 2). С исчезновением перегиба первоначальная величина остаточной намагниченности насыщения (I_{rs}) уменьшается до

0,7 своей первоначальной величины, что соответствует превращению сильно магнитного маггемита в значительно менее магнитный гематит (фиг. 33). Таким образом, наличие перегиба на кривой первого термомагнитного анализа, совпадающего с интервалом перехода $\gamma - \alpha$, отсутствие его на кривых повторного термомагнитного анализа, а также уменьшение I_{rs} после нагревов - все это указывает на присутствие маггемита в ряде изученных образцов.

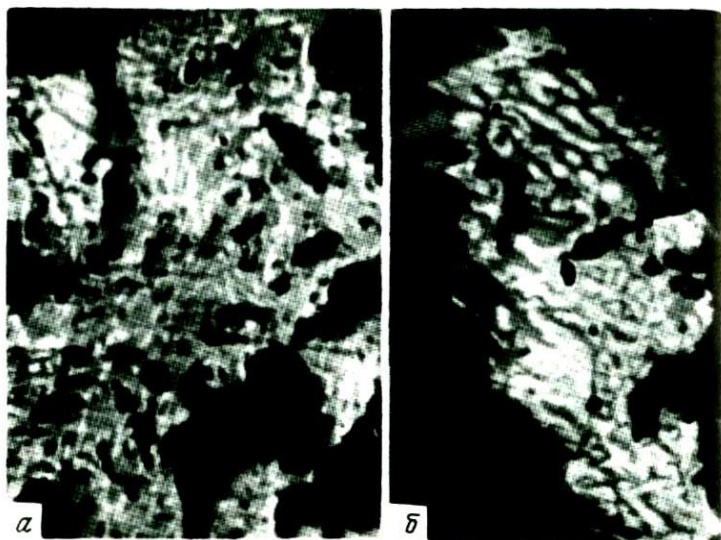
Существует две точки зрения по вопросу генезиса маггемита. Одни исследователи происхождения маггемита связывают с гидротермальным процессом (Овчинников, 1953; Павлов, 1957), другие - рассматривают возникновение маггемита непосредственно в результате выветривания (Wager, 1927; Katsura и др., 1961; Рамдор, 1962).

Образование маггемита в Маткальском массиве в процессе окисления титаномагнетита происходило скорее всего в результате выветривания, так как наибольшее количество маггемита наблюдалось в образцах интенсивно выветрелого титаномагнетита, взятых из отвалов старых разведочных канав. Кроме того, маггемит не был установлен на глубине.

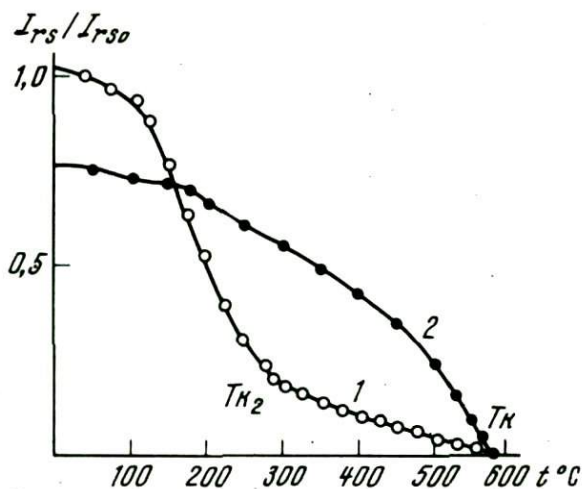
Совсем недавно маггемит обнаружен в окисленных никелевых рудах, образовавшихся в коре выветривания ультраосновных пород - дунитов, перидотитов и первичных продуктов выветривания - серпентинитов ряда месторождений Советского Союза - Бурыктальского, Елизаветинского, Кемпирсайского (Урал), Шалапского и Тягунского (Алтай), а также месторождения Моа (Куба). На основании микроскопического, химического, рентгеновского, термомагнитного и термического исследований установлено, что значительную часть магнитных фракций этих руд составляет маггемит, образовавшийся в результате окисления магнетита и, возможно, за счет гидроокислов железа (Касьянов и др., 1970).

Таким образом, из приведенных данных следует, что возникновение маггемита в процессе выветривания представляет более распространенное явление в природе, чем это было известно ранее.

Сульфиды - постоянная, но незначительная примесь в рудах. Количество их несколько увеличивается в зальбандовых частях рудных тел. Из сульфидов в копанских рудах наиболее распространены пирротин и халькопирит, редко встречается пирит; в маткальских рудах - халькопирит и пирит. Ничтожную примесь составляют пентландит и валлериит. Обычно это - неправильные мелкие зерна, до десятых долей миллиметра. Все эти минералы (более поздние), выполняют трещинки дробления и сопровождают выделения позднего ильменита, а также ассоциируют с мелкочешуйчатым хлоритом. Кроме того, на поздний характер образования сульфидов указывает пример явного замещения сульфидов, в частности халькопиритом, зерен титаномагнетита. При этом замещается исключительно магнетит, а пластинчатый ильменит, образующий решетку, сохраняется.



Фиг.32. Часть зерна титаномагнетита (светло-серое) с коррозионными очертаниями (а), замещаемая извилистыми выделениями магнетита (белое). Полир.шлиф. Увел. 1500 и ильменит-маггемитовые обособления (б) в участке зерна титаномагнетита. Маггемит – белые извилистые выделения. Полир.шлиф. Увел.1500



Фиг.33. Кривые термомагнитного анализа титаномагнетита Маткальского массива

1 – первый нагрев, 2 – повторный нагрев, I_{rs} – остаточная намагниченность насыщения, полученная в поле порядка 5–7 тыс. эрстед; T_k – 580° – точка Кюри магнетита, T_{k2} – 275° – точка фазового перехода маггемита в гематит

Халькопирит и пирротин находятся в тесном срастании и принадлежат, по-видимому, к одной генерации. Пентландит и валлерит установлены в шлифах в виде мельчайших вростков в пирротине. Пирит встречается в более поздних трещинках, секущих руды и вмещающие их породы, на стенках которых он образует тонкие призмочки, а также наблюдается в виде мелких включений в титаномагнетите.

Массивные руды заключают минимальное и сравнительно постоянное количество нерудных минералов, в то время как в рудах с полосчатой текстурой содержание силикатов варьирует в широких пределах. При этом в полосах, сложенных сплошным титаномагнетитом, количество силикатов составляет не более 10-12%, а в рудно-силикатных полосах — до 40-50% и более.

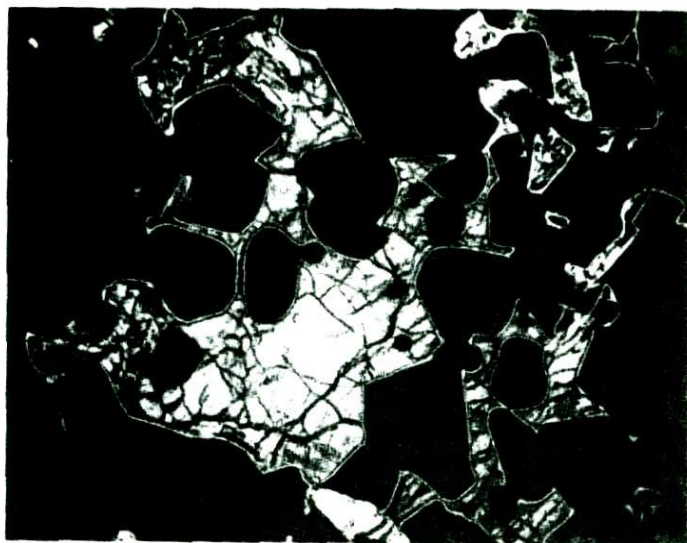
Плагиоклаз является преимущественно составляющей частью рудно-силикатных полос; реже он наблюдается в виде единичных включений в массивных рудах. Количество плагиоклаза увеличивается в краевых частях рудных залежей, причем характер расположения этих выделений напоминает структуру вмещающего габбро. Зерна плагиоклаза имеют призматическую форму, часто с несколько округленными очертаниями. Размер их колеблется от десятых долей миллиметра до 4-5, реже более миллиметров. Они всегда в той или иной степени соссуритизированы.

Пироксен — второй наиболее распространенный компонент в рудах. В сплошном титаномагнетите он образует крупные пятнообразные выделения неправильной, иногда изометричной формы. Более мелкие его зерна концентрируются в рудно-силикатных полосах. Крупные зерна пироксена имеют сложные контуры, что связано с замещением пироксена рудными минералами (фиг. 34). Нередко по периферии крупных зерен пироксена остаются лишь изолированные реликты, оптическая ориентировка которых совпадает с ориентировкой основной части зерна пироксена.

Меньшее значение из темноцветных имеют оливин, ромбический пироксен — гиперстен, бурая титанистая роговая обманка и биотит.

Тремолит в значительном количестве наблюдается лишь в полосчатых рудах центральной зоны Маткальского массива, расположенной вблизи крупного широтного нарушения, где он замещает силикаты в рудах. При этом нередко радиально-лучистые или сноповидные сростки тремолита (фиг. 35) образуют псевдоморфозы по оливину. Кроме того, тремолит является существенной составной частью хлорит-амфиболового сланца, возникшего по рудному пегматоидному габбро. Эта порода образует небольшие (до нескольких сантиметров), но многочисленные линзовидные участки в рудах.

Совместно с тремолитом наблюдается тонкочешуйчатый тальк; развит по пироксену и оливину в рудно-силикатных полосах и в краевых частях рудных залежей. Редко встречается гранат в виде тонких каемок по краю зерен плагиоклаза на границе их с рудными минералами.



Фиг. 34. Крупное зерно пироксена в массивной титаномагнетитовой руде. Отдельные участки сложного контура зерна пироксена – прямолинейны, вследствие частичного идиоморфизма примыкающих или включенных зерен рудных минералов. Прозр. шлиф. Увел.30, без анализатора



Фиг.35. Радиально-лучистые или сноповидные сростки кристаллов тремолита, развивающиеся по измененным первичным силикатам, содержавшимся в руде. Прозр.шлиф. Увел.10, без анализатора

Хлорит является наиболее распространенным вторичным минералом в рудах. Чаще всего он выполняет трещинки отдельности в титаномагнетите и трещинки дробления и разрыва. Кроме того, он замещает пироксен в сплошных рудах с образованием псевдоморфоз, причем заключенные в пироксене мелкие кристаллы титаномагнетита с краев резорбируются этим же хлоритом.

В катаклазированных рудах распространен хлорит типа пеннина с характерной синевато-фиолетовой аномальной окраской и заметным плеохроизмом в светло-зеленых тонах.

При замещении силикатов (оливина, пироксена, амфибола) хлоритом образуется вторичный магнетит в виде густой рудной сыпи и мелких неправильных или округлых зернышек, распределенных неравномерно в массе хлорита. Реже рудные выделения в виде ориентированных скоплений в хлорите фиксируют трещинки спайности и границы зерен первичных минералов.

С процессом более глубокого гидротермального метаморфизма руд связано образование титанита и лейкоксена в результате изменения титаномагнетита и ильменита. Выделения сфена и лейкоксена в виде мелких округлой формы зернышек (реже кристаллов) и тонких буроватых непросвечивающих скоплений, совместно с хлоритом, приурочены к трещинкам дробления в титаномагнетите.

Химический состав руд и некоторые черты распределения элементов-примесей

Анализы сплошных руд и отдельных фракций титаномагнетита приведены в табл. 8. Как видно, по содержанию TiO_2 титаномагнетит-ильменитовые руды (анал. 1) восточной зоны Копанского массива резко отличаются от типичных ильменит-титаномагнетитовых руд, слагающих центральную рудную зону Копанского массива, главную и центральную зону Маткальского массива.

По данным количественно-минералогического подсчета титаномагнетит-ильменитовая руда состоит из 49,3% титаномагнетита и 50,7 вес.% ильменита в виде свободных зерен. На основании подсчета обособленных зерен ильменита и пересчета химического анализа на минеральный состав, количество ильменита, связанного с титаномагнетитом, равняется 16,3%. В типичных ильменит-титаномагнетитовых рудах, содержащих в среднем 5% обособленных зерен ильменита, количество ильменита в виде пластинчатых продуктов распада твердого раствора в магнетите определяется цифрами 18–26%.

Эти данные подтверждаются также исследованиями состава зерен титаномагнетита из титаномагнетит-ильменитовой руды восточной зоны Копанского массива с помощью электронного микроанализатора, которые показали меньшее содержание двуокиси титана в нем по сравнению с титаномагнетитом из более распространенных ильменит-титаномагнетитовых руд.

Таблица 8

Химические анализы титаномагнетитовых руд и монофракций

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	0,60	0,42	2,58	2,12	1,52
TiO ₂	30,75	15,54	15,84	15,00	15,54
Al ₂ O ₃	2,23	5,18	4,69	5,18	3,83
Fe ₂ O ₃	25,98	38,82	36,69	38,18	37,87
Cr ₂ O ₃	Следы	0,60	0,23	0,31	1,36
V ₂ O ₅	0,42	0,89	0,79	0,87	0,86
FeO	36,49	33,04	33,15	32,00	32,03
MnO	0,37	0,31	0,31	0,30	0,22
MgO	2,79	3,45	3,84	3,60	4,75
ZnO	-	0,01	-	0,01	-
CuO	-	0,008	-	0,005	-
CaO	-	0,76	0,26	1,22	0,26
Na ₂ O	-	0,00	0,12	0,00	0,13
K ₂ O	-	0,00	0,29	0,00	0,48
H ₂ O ⁻	0,12	0,00	0,04	0,00	-
H ₂ O ⁺	0,45	0,88	1,36	1,41	0,80
P ₂ O ₅	-	0,00	0,02	0,00	0,00
F	-	0,04	-	0,13	-
S	-	0,10	0,13	0,05	-
Сумма	100,20	100,048	100,34	100,385	99,65
V ₂ O ₅					
Миналы					
Ильменит	67,04	23,0	31,0	28,3	23,1
Магнетит	27,96	58,0	55,7	56,6	57,8
Гематит	0,77	-	-	-	-
Ульвешпинель	-	9,5	-	-	8,8
Шпинель	3,80	7,2	6,6	7,2	5,3
Хлорит	0,43	0,9	5,4	5,7	3,5
Остаток	-	1,4	1,3	2,2	1,5
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

1 - титаномагнетит-ильменитовая руда восточной зоны Копанского массива, аналитик В.М. Некрасова; 2-5 - ильменит-титаномагнетитовая руда из четвертой, третьей, второй, первой рудных залежей центральной зоны, там, же; 2, 4 аналитик П.С. Лазаревич, 3 -

ТИТАНОМАГНЕТИТА

6	7	8	9	10	11
1,36	2,24	1,93	5,45	0,76	7,35
16,52	12,11	12,45	13,23	13,66	18,14
3,32	6,68	3,46	3,23	2,90	2,40
44,87	38,44	45,00	39,37	46,04	35,57
-	3,51	2,33	0,00	Следы	0,02
0,67	0,78	0,62*	0,92	0,70*	0,40
28,95	31,14	31,75	30,95	34,70	28,00
0,30	0,54	0,35	0,40	0,36	0,51
2,37	2,96	1,90	1,82	0,90	0,66
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
0,08	0,00	-	2,78	-	5,25
0,28	0,12	-	0,14	-	0,12
0,22	0,07	-	0,08	-	0,07
0,12	0,07	-	0,00	-	0,15
1,16	1,65	-	1,95	-	1,45
0,01	0,08	-	0,01	-	0,05
-	-	-	-	-	-
0,03	0,02	-	Следы	-	0,03
100,26	100,41	99,79	100,33	100,02	100,17

31,5
46,9
12,0
-
4,6
3,4
1,6
100,0

О.П. Острогорская, 5 - И.В. Колосова; 6 - ильменит-титаномагнетитовая руда; образец с поверхности южной части Копанского массива (аналитик П.Н. Ниссенбаум); 7 - ильменит-титаномагнетитовая руда Центральной зоны Маткальского массива (аналитик В.А. Гаршина); 8 - титаномагнетит, там же (аналитик В.А. Молева); 9 - ильменит-титаномагнетитовая руда главной рудной зоны, там же (аналитик Е.Д. Кузнецова); 10 - титаномагнетит, там же (аналитик В.А. Молева); 11 - ильменит-титаномагнетитовая руда южной части Маткальского массива (аналитик В.А. Гаршина).

Количественно-минеральный состав (в об.%) типовых образцов сплошных ильменит-титаномагнетитовых руд Копанского массива следующий:

Титаномагнетит	Ильменит	Сульфиды	Нерудные
87,40	6,86	0,35	5,39
87,73	3,03	0,06	9,18
86,52	5,50	0,08	7,9
87,5	5,2	0,20	7,49
Среднее 87,2	5,0	0,18	
В вес.% 94,99	5,01		

Из полученных данных следует, что образование титаномагнетит-ильменитовых руд происходило в иных условиях, способствовавших выделению ильменита в главной своей массе в виде крупных обособленных зерен, количество которых в три раза превышает содержание ильменита, связанного в титаномагнетите.

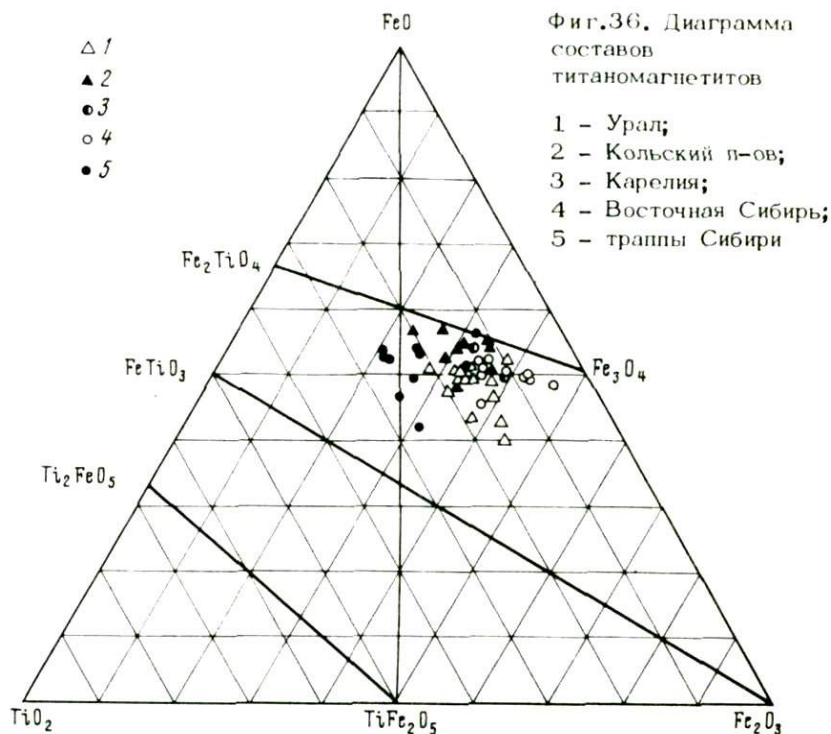
В случае формирования ильменит-титаномагнетитовых руд наблюдается обратное соотношение, т.е. количество обособленных зерен ильменита в 3-5 раз меньше по сравнению с ильменитом, заключенным в титаномагнетите.

Пересчеты некоторых анализов руд показывают небольшой избыток закисного железа, который не входит в состав минералов, если связывать весь титан с ильменитом. Такой избыток FeO обычно получается в случае наличия в рудах ульвёшпинели (Ramdohr, 1953).

На тройной диаграмме системы $FeO - Fe_2O_3 - TiO_2$ (рис. 36) химические составы исследованных титаномагнетитов непосредственно ложатся на линию $FeTiO_3 - Fe_3O_4$. Незначительное отклонение некоторых составов в направлении линии $Fe_2TiO_4 - Fe_3O_4$ вероятно связано с наличием в них небольшого количества ульвёшпинелевого компонента, а отклонение в направлении $FeTiO_3 - Fe_2O_3$ обусловлено их окислением.

Для сравнения на диаграмму нанесены составы титаномагнетитов из габброидов Кольского полуострова (Кавардин, 1959), Сибири (Вахрушев, Кривенко, 1966) и траппов (Альмухамедов, 1968), которые попадают в то же поле треугольника.

По химическому составу копанские ильменит-титаномагнетитовые руды близки между собой и сходны с ильменит-титаномагнетитовыми рудами Маткальского массива. Последние несколько отличаются меньшим содержанием TiO_2 . Количество двуокиси титана в рудах возрастает в южных частях обоих массивов за счет увеличения количества обособленных зерен ильменита до 10-12% (анал. 6, 11). Постоянным компонентом титаномагнетитов является Al_2O_3 , связанный главным образом с наличием шпинели в магнетите. Руды характеризуются незначительным содержанием фосфора (до 0,08%) и серы (0,02-0,13%).



Фиг.36. Диаграмма составов титаномagnetитов

- 1 - Урал;
- 2 - Кольский п-ов;
- 3 - Карелия;
- 4 - Восточная Сибирь;
- 5 - траппы Сибири

С целью выявления закономерностей распределения титана, ванадия и редких элементов-примесей - хрома, никеля и кобальта в титаномagnetитовых рудах Маткальского массива использовался метод количественного спектрального анализа, разработанный А.Ф. Мартыновой (спектральная лаборатория ИГЕМ) применительно к данным титаномagnetитам (1970).

В результате проведенных исследований (табл. 9) установлено, что среднее содержание двуокиси титана в рудах главной и центральной рудных зон составляет 14,5 и 13,4%, в то время как в рудах южной части массива оно значительно выше (23,9%) в связи с увеличением в них обособленных зерен ильменита, а также интенсивным развитием процесса лейкоксенизации. Основная часть титана фиксируется в мельчайших выделениях ильменита, представляющих продукты распада твердого раствора в magnetите, и в новообразованном ильмените, возникшем за счет пластинчатых его выделений в процессе метаморфизма.

Ванадий, являющийся характерным элементом, входит в состав титаномagnetита в виде изоморфной примеси трехвалентного железа. Содержание ванадия достаточно постоянное как в пределах отдельных залежей титаномagnetита, так и в рудных зонах массива (сред-

Таблица 9

Результаты количественного спектрального анализа титаномагнетитовых руд Маткальского массива (выполнены в спектральной лаборатории ИГЕМ научн. сотрудн. А. Ф. Мартыновой)

№ обр.	TiO ₂	V ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Ni	Co
Главная рудная зона					
1	15,0	0,72	0,012	0,017	0,011
2	15,4	0,71	0,002	0,012	0,01
3	16,7	0,62	0,005	0,021	0,009
4	12,4	0,66	0,017	0,023	0,015
5	14,2	0,43	0,165	0,05	0,016
6	12,8	0,71	0,019	0,033	0,014
7	16,0	0,62	0,156	0,057	0,018
8	11,5	0,68	0,002	0,033	0,014
Среднее	14,5	0,64	0,05	0,03	0,013
Центральная рудная зона					
1*	9,8	0,54	2,48	0,047	0,001
2	20,5	0,67	3,35	0,04	0,022
3	12,5	0,62	2,63	0,032	0,022
4	12,8	0,82	2,89	0,031	0,014
5	16,9	0,75	3,15	0,035	0,02
6	14,8	0,71	3,17	0,044	0,025
7*	14,2	0,71	2,04	0,031	0,017
8	12,5	0,57	2,34	0,074	0,021
9	12,8	0,78	3,18	0,048	0,024
10	13,0	0,99	3,06	0,019	0,017
11	13,2	0,77	2,76	0,042	0,023
12	12,2	0,78	3,20	0,039	0,026
13	12,2	0,74	3,42	0,029	0,021
14*	10,3	0,78	2,57	0,029	0,017
15*	13,6	0,78	2,24	0,022	0,012
Среднее	13,42	0,74	2,83	0,03	0,019
Южная часть массива					
1	18,0	0,082	0,003	0,003	0,006
2	24,2	0,208	0,008	0,002	0,005
3*	26,6	0,235	0,01	0,002	0,003 полук.
4	26,2	0,215	0,021	0,003	0,007 полук.

Таблица 9 (окончание)

№ обр.	TiO ₂	V ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Ni	Co
	Южная часть массива				
5	17,7	0,335	0,058	0,003	0,005 полук.
6 *	27,0	0,276	0,016	0,003	0,005 полук.
7 *	24,4	0,236	0,016	0,005	0,004
8 *	27,2	0,205	0,016	0,003	0,004
Среднее	23,9	0,224	0,02	0,003	0,005

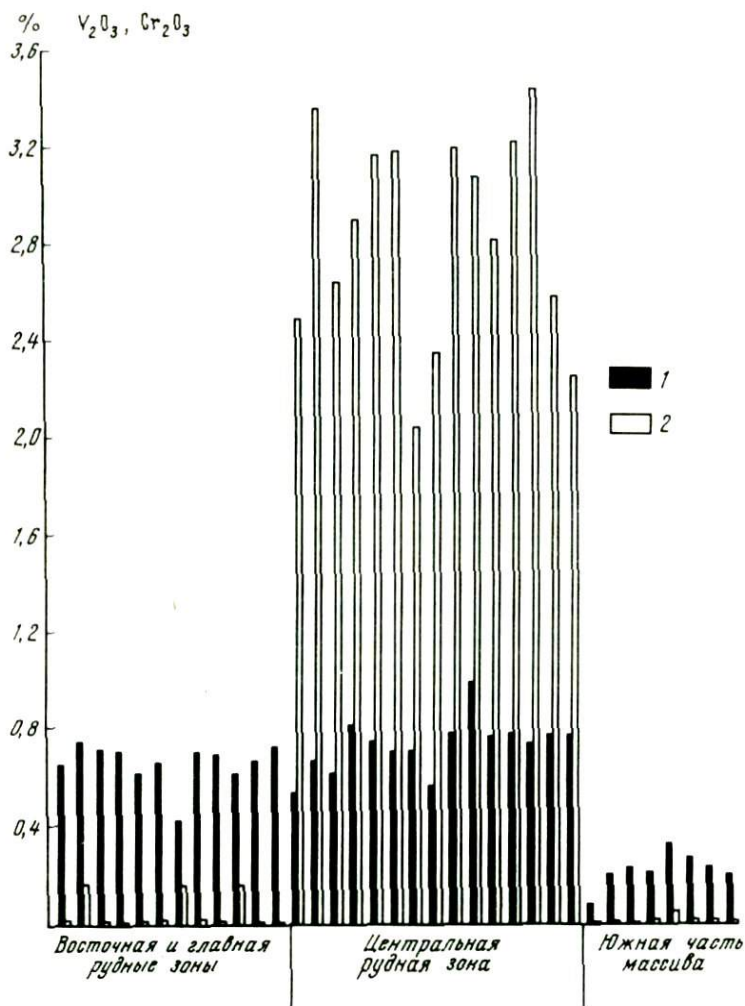
* Образцы из зальбандовой части рудных тел.

нее 0,6–0,7%). Более низкое содержание ванадия (в среднем 0,2%) устанавливается в рудах южной части массива.

Хром наблюдается в существенно различных количествах. При этом четко выявляется приуроченность этого элемента к рудам, генетически связанным с определенными разностями габброидов. Так, в пределах главной рудной зоны, сложенной в основном мелкозернистым габбро, количество хрома в титаномагнетите в среднем составляет 0,05% Cr₂O₃, в то время как в титаномагнетитах центральной зоны, представленной пегматоидным и оливинсодержащим габбро, количество Cr₂O₃ в среднем достигает почти трех процентов. Повышенное содержание хрома (1,4%) наблюдается также в первой рудной залежи (анал. 5) Копанского массива, залегающей в пегматоидных разностях габбро. Каких-либо собственных минералов хрома в титаномагнетитах не установлено; скорее всего этот элемент представляет изоморфную примесь, замещающая окисное железо в магнетите. Частично хром входит в состав пластинок шпинели, включенных в магнетите по (100). По данным химического анализа такие пластинки шпинели содержат 0,49 Cr₂O₃. Они характерны для титаномагнетита из руд центральной зоны массива.

Присутствие никеля и кобальта в малых количествах вероятно связано с наличием в титаномагнетите микроскопических включений сульфидов. Данные количественно-спектральных определений характерных элементов-примесей и особенности их распределения в массиве показаны на графике (фиг. 37).

Для изученных титаномагнетитов были получены значения микротвердости на приборе ПМТ-3 при увел. 470. При этом увеличении



Фиг. 37. Содержание V_2O_5 и Cr_2O_3 в сплошных титаномагнетитовых рудах Маткальского массива

1 - V_2O_5 ; 2 - Cr_2O_3

внутренняя структура зерен титаномагнетита совершенно не выявляется и он кажется "однородным". Измерения проводились на участках зерен титаномагнетита, находящихся на расстоянии не менее 3-5 диагоналей отпечатка от трещинок, краев зерен и крупных пластинчатых выделений ильменита. Нагрузка на индентор составляла 100 г, скорость его опускания 7 сек., выдержка нагрузки - 10 сек.

Таблица 10

Зависимость величины микротвердости титаномагнетита от содержания хрома (по данным количественного спектрального и химического анализов)

№ образца	Количество определений	Пределы	Среднее значение микротвердости, кг/мм ²	Содержание (Cr ₂ O ₃ , вес. %)	Характеристика образца и условия залегания
1	14	774-842	813	4,35*	Титаномагнетитовая руда в пегматоидном габбро центральной зоны массива
2	12	774-784	774	3,60*	То же
3	16	708-824	764	3,51*	"
4	19	699-754	725	2,76	"
5	13	572-614	595	0,002	Титаномагнетитовая руда в мелкозернистом габбро главной рудной зоны
6	12	572-607	585	0,001*	То же
7	16	549-635	586	0,017	"

* По данным химического анализа.

и снятие нагрузки - 7 сек. Все отпечатки алмазной пирамидки, несмотря на неоднородность минерала, наблюдающуюся при больших увеличениях, имели хорошее качество без искажений и сопровождающих трещинок. Таким образом, тонкие структуры распада твердых растворов не оказывали заметного влияния на качество отпечатков. Этот факт также отмечался Л.Ф. Борисенко, С.И. Лебедевой и Л.И. Сердобовой (1968) при определении микротвердости титаномагнетитов месторождений различного генезиса.

В результате были получены суммарные значения микротвердости для титаномагнетита, содержащего продукты распада твердого раствора, представленные, как было отмечено выше, ильменитом и шпинелью. Наличие этих минералов и особенности их распределения внутри титаномагнетита вероятно вызывали в какой-то степени изменение значений микротвердости, о чем свидетельствует заметный разброс полученных данных в отдельных образцах титаномагнетита. Намечается зависимость увеличения микротвердости титаномагнетита от содержания в нем значительных количеств хрома (табл.10).

Интересно отметить, что мелкие кристаллики титаномагнетита, включенные в силикаты, обуславливающие пятнистую текстуру в

зальбандовых частях рудных тел, приуроченных к пегматоидному габбро, обнаруживают более низкую и очень постоянную микротвердость (650 кг/мм^2) по сравнению с окружающими крупными зернами титаномагнетита, микротвердость которых изменяется в пределах $770\text{--}870 \text{ кг/мм}^2$. Этот факт может служить одним из косвенных признаков, указывающих на существенное изменение состава и условий образования мелкокристаллического титаномагнетита по сравнению с общей массой титаномагнетита, слагающего рудное тело.

Точка Кюри и размеры элементарной ячейки для титаномагнетита центральной зоны составляют $535\text{--}540^\circ$, $a_0 = 8,37 \text{ \AA}$; главной — $565\text{--}580^\circ$, $a_0 = 8,39 \text{ \AA}$. Уменьшение размера ячейки магнетита вероятно связано с замещением части трехвалентного железа хромом (Basta, 1959).

Изменение физических свойств титаномагнетита (микротвердость, параметр элементарной ячейки, точки Кюри) обусловливается сложным составом минерала и наличием в нем элементов-примесей.

На основании выявленной закономерности распределения хрома в пределах рудных зон рекомендуется в дальнейшем проводить раздельное извлечение титаномагнетитов, принимая во внимание, что хром представляет нежелательную примесь в рудах, отрицательно влияющую на процесс их технологической обработки.

По химическому составу сплошные руды Копанского и Маткальского массивов сходны с метаморфизованными кусинскими ильменит-магнетитовыми рудами. Но, в отличие от последних, они представлены типичными титаномагнетитами, в которых процесс метаморфизма проявлен лишь в начальной стадии и выразился в основном в преобразовании разнообразных продуктов распада твердого раствора в магнетите в сторону их укрупнения и перетолжения вещества ильменита по трещинкам и границам зерен титаномагнетита. Полной перекристаллизации руд, приведшей к образованию агрегата обособленных зерен ильменита и магнетита, как это было установлено В.С. Мясниковым для кусинских руд, не наблюдается.

Вкрапленные руды

Типы вкрапленных руд и особенности их локализации

Вкрапленные руды, по сравнению с маломощными залежами сплошных руд, имеют широкое распространение в пределах исследованных массивов.

Как было отмечено выше, все петрографические разновидности габбро Копанского и Маткальского массивов содержат редковкрапленные зерна титаномагнетита и ильменита в количестве от единичных зерен до 10–12%. Породы, в которых содержание рудных минералов составляет от 10–12 до 30–40%, относятся к рудному габбро.

Между вкрапленными и сплошными рудами наблюдается промежуточная разновидность руд с содержанием рудных минералов выше 40%. По количеству рудных минералов эти руды приближаются к сплошным, но, в отличие от них, имеют структурные признаки и минеральный состав габбро.

По количественному соотношению рудных минералов вкрапленные руды подразделяются: 1) ильменит-титаномагнетитовые, 2) титаномагнетит-ильменитовые (более 5% обособленных зерен ильменита), 3) ильменитовые. Ильменитовые руды генетически связаны с различными разновидностями габбро, подвергшимися интенсивному гидротермальному метаморфизму, в результате которого вещество магнетита (как это было доказано В.С.Мясниковым для кусинских вкрапленных руд) в титаномагнетите расходуется на образование вторичных минералов, главным образом амфибола. Ильменит, как более устойчивый минерал, сохраняется в виде скелетных структур или замещается лейкоксеном в случае более полно проявленного процесса метаморфизма. Обособленные зерна ильменита при этом процессе лишь слабо изменены. Таким образом, в породе вся вкрапленность оказывается ильменитовой. При этом происходит как бы природное обогащение вкрапленных руд.

Вкрапленные руды, в отличие от сплошных, получили широкое распространение во всех геолого-структурных зонах массивов. В пределах каждой зоны массива им свойственны определенные черты, на характеристике которых мы ниже и остановимся.

В зоне восточного контакта Копанского массива среди кварцевых диоритов установлено гидротермально измененное, часто деформированное габбро, представленное мелко-, средне- и крупнозернистыми разновидностями. Это - редковкрапленный апатит-ильменитовый тип оруденения с содержанием ильменита от 3-4 до 12% (среднее 5-6 об. %) и апатита в таком же количестве. Титаномагнетит в породах полностью замещен вторичными минералами с сохранением лишь контуров первичных зерен.

Восточная зона содержит все типы вкрапленных руд: ильменитовые, титаномагнетит-ильменитовые и ильменит-титаномагнетитовые. Преобладающими из них являются два первых типа. Ильменитоносные породы представлены главным образом мелкозернистыми разновидностями габбро и габбро-норита. Они характеризуются довольно постоянным содержанием рудных минералов от 10-15, в некоторых полосах до 20 об.%. Количество обособленных зерен ильменита в них составляет от 5 до 12% (чаще 6-8%). В большинстве случаев ильменит значительно преобладает над титаномагнетитом, реже наблюдается примерно в равных количествах. Ильменитовые руды заключают ильменит в том же количестве; ильменит-титаномагнетитовые руды, близкие к сплошным, характеризуются также повышенным содержанием обособленных зерен ильменита.

Ильменитоносные породы переслаиваются с полосами мелко-, средне- и крупнозернистого мезократового и лейкократового габбро с редкой вкрапленностью рудных минералов, а также с полосами

рудного габбро с явным преобладанием в них титаномагнетита и содержанием ильменита менее 5%. Границы полос довольно часто нерезкие, но породы на сравнительно близком расстоянии (10–15 см) переходят одна в другую.

Как показали наши исследования, в пределах северного структурного профиля ильменитоносные породы (наряду с ильменитом) содержат повышенное количество апатита от 5 до 16%. Таким образом, этот тип оруденения является комплексным, который в дальнейшем может быть использован для получения раздельного ильменитового и апатитового концентратов.

В других участках массива в породах восточной зоны отмечалось также повышенное содержание ильменита (Штейнберг и др., 1959).

В центральной зоне, в отличие от восточной, концентрируется максимальное количество титаномагнетита. Вкрапленное оруденение здесь представлено рядом выдержанных по простиранию полос, сложенных в основном среднезернистым габбро, в котором рудный минерал является одним из главных компонентов. Рудная вкрапленность в габбро нами подразделяется на бедную с содержанием рудных минералов 12–15%, среднюю – 15–25%, густую – 30–40%. Такое разделение рудной вкрапленности способствовало выявлению рудной полосчатости в массиве.

Наиболее распространенными являются два первых типа вкрапленных руд. Габбро лишь с бедной вкрапленностью образует различные по мощности полосы, имеющие постепенные переходы с вмещающими среднезернистым и лейкократовым габбро. Породы со средней и густой вкрапленностью главным образом локализируются в виде отчетливой полосы, приуроченной к висячему боку третьей рудной залежи, представляя собой своеобразный маркирующий горизонт, имеющий очень выдержанное простирание в пределах массива. При детальном изучении установлено, что такой горизонт вкрапленных руд состоит из серии сближенных между собой прослоев рудного габбро, составляющих в совокупности рудную пачку. При этом прослои со средней и густой вкрапленностью чередуются с полосами бедной вкрапленности и отдельными маломощными полосами (до 1–1,5 м) вмещающего мезократового и лейкократового габбро.

Следующим по значимости горизонтом вкрапленных руд является рудное габбро, приуроченное к висячему боку четвертой рудной залежи. Он представлен средне- и густовкрапленными рудами с участками габбро с бедной вкрапленностью рудных минералов. В висячем боку центральной зоны прослеживается также очень выдержанный горизонт рудного габбро, подстилающий полосу габбро-пегматита. Небольшие полосы рудного габбро с содержанием рудных минералов 12–20% встречаются вблизи других рудных залежей.

К вкрапленным рудам относятся также габбро-пегматиты, непосредственно подстилающие четвертую и первую рудные залежи. При этом рудной является лишь небольшая (до 2 м) самая верхняя часть габбро-пегматитовых тел. Они содержат крупную вкраплен-

ность рудных минералов до 1-1,5 см (в количестве до 20-25%), приуроченных к темноватым минералам породы. Промежуточные руды между вкрапленными и сплошными прослеживаются в виде ряда небольших прослоев (от 10-15 до 60-70 см) во всех трех главных горизонтах вкрапленных руд.

Границы полос вкрапленного оруденения в одних случаях довольно отчетливые, но чаще наблюдается постепенный переход от одного типа вкрапленности в другой.

Количественные соотношения между ильменитом и титаномагнетитом в центральной зоне совершенно другие, чем в восточной. Содержание ильменита во вкрапленных рудах не превышает 5% их объема и не зависит от количества титаномагнетита; только в густовкрапленных и промежуточных рудах содержание ильменита несколько выше. Таким образом, в пределах центральной зоны получили распространение исключительно ильменит-титаномагнетитовые руды.

Западная рудная зона является следующей за восточной по содержанию обособленных зерен ильменита. Ильменитоносные породы представлены в основном мелкозернистыми разностями габбро и габбро-норита, а также пегматоидными габбро.

Содержание рудных минералов в западной зоне 10-15, реже до 20-25% в отдельных участках. Здесь имеют развитие преимущественно титаномагнетит-ильменитовые и ильменитовые руды. В первом типе руд ильменит явно преобладает или встречается примерно в равных количествах с титаномагнетитом. Ильменитовые руды приурочены главным образом к измененным разностям габбро, в которых титаномагнетит часто полностью замещен силикатами.

Габброиды западной зоны, наряду с ильменитом, обогащены апатитом. Таким образом, вкрапленные руды представляют комплексный апатит-ильменитовый тип оруденения.

Количественные соотношения между ильменитом, титаномагнетитом и апатитом в восточной и западной зонах массива приведены в табл. 11, 12.

Маткальский массив несколько отличается от Копанского по распределению вкрапленных руд и условиям их локализации в пределах выделенных рудных зон. Для восточной зоны (центральная часть массива) характерны вкрапленные ильменит-титаномагнетитовые руды, состоящие из ряда полос в основном средне- и мелкозернистого габбро, в совокупности образующих рудную пачку до 30 м, подстилающую мощную полосу пегматоидного габбро. Содержание рудных минералов в габбро колеблется от 10-15, иногда до 20-30%. Рудная пачка сменяется (ниже по разрезу) серией переслаивающихся между собой габбро (от мелкозернистых до пегматоидных разностей), среди которых наблюдаются небольшие (5-7 м) единичные полосы средне- и мелкозернистого габбро с содержанием рудных минералов до 12 об.%, типичны обособления рудных минералов в слабовыраженные полосы до 1,5 см и наличие участков сплошного титаномагнетита до 5 см.

Таблица 11

Количественные соотношения между титаномагнетитом, ильменитом и апатитом в восточной зоне Копанского массива

№№ п/п	Титано- магнетит	Ильменит	Апатит	№№ п/п	Титано- магнетит	Ильменит	Апатит
	Северный структурный профиль				Южный структурный профиль		
1	Нет	5,5	4,6	24	4,1	10,0	0,8
2	4,2	6,0	-	25	2,1	8,0	0,6
3	Нет	10,0	1,9	26	3,2	7,0	1,0
4	"	4,6	5,8	27	4,5	6,3	0,9
5	0,4	6,3	10,8	28	21,1	9,5	-
6	1,8	4,9	6,8	29	9,1	9,7	0,1
7	Нет	5,7	11,1	30	2,4	8,6	-
8	2,1	8,3	9,8	31	-	-	0,8
9	2,6	4,9	5,1	32	16,1	5,6	-
10	1,8	6,4	14,9	33	58,0	19,2	-
11	1,0	8,0	13,3	34	14,3	7,0	-
12	6,0	9,4	16,8	35	4,3	3,6	-
13	2,6	6,1	10,6	36	4,6	3,1	0,2
14	-	-	9,4	37	6,6	4,0	-
15	1,4	5,8	11,3	38	0,7	8,9	-
16	-	-	12,4	39	1,6	8,8	-
17	5,0	5,3	3,6	40	0,8	9,9	-
18	2,6	6,0	1,9	41	0,5	8,3	-
19	3,3	5,7	10,7	42	0,6	8,5	-
20	2,3	9,0	10,9	43	1,5	9,2	-
21	3,5	8,2	15,6	44	3,0	9,3	-
22	4,0	7,5	4,5	45	3,4	9,0	-
23	0,6	6,6	8,5				

* Прочерк обозначает то, что минералы не просчитаны.

В юго-западной части массива эта зона включает редковкрапленные руды, представленные измененным, давленным средне- и крупнозернистым габбро, в которых рудные минералы часто концентрируются в виде линзовидных или линзовидно-полосчатых обособлений. Титаномагнетит в этом типе руд в различной степени или полностью замещен лейкоксеном, а ильменит остается неизменным или частично лейкоксенизируется с краев зерен или по трещинкам в них. Редковкрапленные руды включают повышенное количество апатита.

Главная зона концентрирует основную массу вкрапленных ильменит-титаномагнетитовых и титаномагнетит-ильменитовых руд в мелкозернистом габбро. При этом ильменит-титаномагнетитовые руды

Таблица 12

Количественные соотношения между титаномагнетитом*, ильменитом и апатитом в западной зоне Копанского массива

№№ п/п	Титано- магнетит	Ильменит	Апатит	№№ п/п	Титано- магнетит	Ильменит	Апатит
1	8,1	9	4,9	26	-	-	8,2
2	8,5	6,2	2,3	27	-	-	8,2
3	15,5	8,1	7,9	28	Нет	15,1	-
4	5,2	8,3	6,0	29	"	7,5	-
5	1,8	10,4	4,7	30	"	5,1	-
6	-	-	8,6	31	1,5	6,2	7,7
7	-	-	7,5	32	12,5	10,6	24,5
8	6,1	6,7	5,4	33	6,3	5,4	3,2
9	11,2	7,8	21,6	34	7,1	6,2	4,7
10	3,7	4,5	-	35	Нет	6,4	9,7
11	0,7	20,1	7,4	36	5,7	9,1	6,5
12	Нет	9,3	6,6	37	3,3	9,3	-
13	5,2	5,4	-	38	2,0	8,9	9,3
14	2,4	6,4	-	39	2,3	5,5	1,8
15	-	-	7,5	40	5,7	8,8	3,8
16	5,4	6,9	11,5	41	Нет	4,5	-
17	-	-	4,8	42	4,9	6,4	-
18	1,2	5,4	8,5	43	2,8	5,6	5,4
19	3,7	4,6	6,7	44	Нет	7,6	3,3
20	14,2	9,2	10,1	45	"	6,0	8,8
21	Нет	20,6	-	46	"	11,2	-
22	2,6	8,9	3,9	47	6,4	6,2	-
23	5,2	6,3	6,1	48	Нет	10,9	-
24	-	-	10,1	49	4,5	5,9	6,2
25	-	-	8,6				

*Прочерк обозначает то, что минералы не просчитаны.

образуют две крупные пачки, состоящие из ряда полос, отличающихся главным образом содержанием рудных минералов, неоднократно чередующихся и перемежающихся с полосами габбро с незначительным содержанием рудных минералов. Границы между полосами как правило нерезкие и вкрапленные руды постепенно переходят во вмещающее габбро. Содержание рудных минералов колеблется от 10-15 до 30-40%, а в отдельных небольших участках - до 50-60%.

Висячий бок главной рудной зоны, почти на всем протяжении центральной части массива, слагается титаномагнетит-ильменитовыми рудами, генетически связанными с мелкозернистым габбро. Ильменитоносные породы очень однородны по минеральному составу, структурно-текстурным признакам, образуют выдержанную полосу мощностью до 50 м, выклинивающуюся к юго-западу вблизи

Таблица 13

Количественно-минеральный состав (в об.%) мелкозернистого рудного габбро с повышенным содержанием обособленных зерен ильменита (висячий блок главной рудной зоны)

№№ шлифов	Глубина в м	Титано-магнетит	Ильменит	Сульфиды	Нерудные
139	176,90	3,52	7,04	0,06	89,38
140	180,00	1,08	8,93	0,01	89,98
140*	180,00	1,00	9,17	0,01	89,82
142	183,70	2,72	4,84	0,12	92,32
143	188,00	3,75	5,34	0,05	90,86
143*	188,00	4,20	6,28	0,21	89,31
144	193,60	3,72	5,93	0,02	90,33
146	199,20	5,90	6,16	0,08	87,86
146*	199,20	6,19	6,04	0,35	87,42
147	201,00	6,40	7,98	0,14	85,48
147*	201,00	7,50	7,92	0,14	84,44
148	204,30	6,55	8,55	0,04	84,36
148*	204,30	6,62	7,83	0,06	85,49
149	205,00	6,87	7,47	0,20	85,46
149*	205,00	7,13	9,56	0,21	83,10
150	209,00	5,49	6,14	0,09	88,28
150*	209,00	5,35	6,52	0,09	88,04
151	213,20	6,20	7,44	0,25	86,11
151*	213,20	6,16	7,92	0,26	85,66
152	214,40	1,05	8,71	0,29	89,95
153	216,30	1,10	5,55	-	93,35
154	218,80	3,86	9,24	0,08	86,82
155	221,20	6,69	6,14	0,55	86,62
155*	221,20	6,36	6,97	0,55	86,12
156	224,00	8,95	8,90	-	82,15
156*	224,00	8,10	11,03	-	80,87
157	228,00	12,91	12,76	0,19	74,14
157*	228,00	13,01	13,11	0,20	73,68
159	233,60	12,54	22,04	0,85	64,57
160	236,60	13,93	18,25	-	67,82
161	237,20	13,78	18,41	0,83	66,98
162	239,70	21,49	16,99	1,11	60,41
162*	239,70	23,56	15,04	1,11	60,29
164	241,80	41,42	7,35	1,33	49,90
165	243,10	44,62	6,16	0,77	48,45
166	243,90	37,62	7,08	0,74	54,56

* Количественно-минеральный подсчет проведен по сечениям шлифа через 0,5 мм для сравнения с данными, полученными в результате подсчета через 1 мм в тех же шлифах.

зоны разлома (фиг.3). Распределение рудных минералов в породе равномерное, количество их составляет 10–18 объемн.%, причем более половины этого содержания приходится на долю обособленного ильменита. Ниже по разрезу количество рудных минералов постепенно увеличивается до 20–40%, при этом количественные соотношения ильменита и титаномагнетита остаются прежними.

Ильменитоносное габбро непосредственно сменяется рудной пачкой, представленной неоднократным чередованием полос почти сплошного титаномагнетита (до 70–80% рудных минералов), густовкрапленных, редковкрапленных и полос мелкозернистого габбро. Содержание обособленных зерен в рудах этой пачки не превышает 5% за исключением отдельных участков богатых вкрапленных руд, в которых количество ильменита достигает 6–7%, а иногда и более. По своему строению эта рудная пачка имеет общие черты с рудной пачкой, приуроченной к всяческому боку третьей рудной залежи Копанского массива. Количественные соотношения между ильменитом и титаномагнетитом в пределах всячего бока главной рудной зоны приведены в табл.13. Из приведенных данных очевидно, что содержание ильменита не зависит от количества титаномагнетита.

Для центральной зоны вкрапленные руды не характерны, местами наблюдаются лишь оливиновые габбро, пироксениты и мелкозернистое габбро с содержанием рудных минералов до 15–18%. Западная зона включает редковкрапленные титаномагнетит-ильменитовые руды, представленные измененным мелкозернистым, иногда давленным габбро с равномерно распределенной тонкой (1–1,5 мм) вкрапленностью рудных минералов до 10–12% и апатита от нескольких процентов до 15%.

На основании изучения материала геолого-съёмочных работ ильменитовые руды установлены в скальном обнажении у подножья юго-западного склона кварцитового хр. Зюраткуль.

Среди вкрапленного оруденения в пределах массива большее распространение имеют ильменит-титаномагнетитовые руды. Перспективными, так же как и в Копанском массиве, являются титаномагнетит-ильменитовые и ильменитовые руды.

Структурно-текстурная характеристика руд

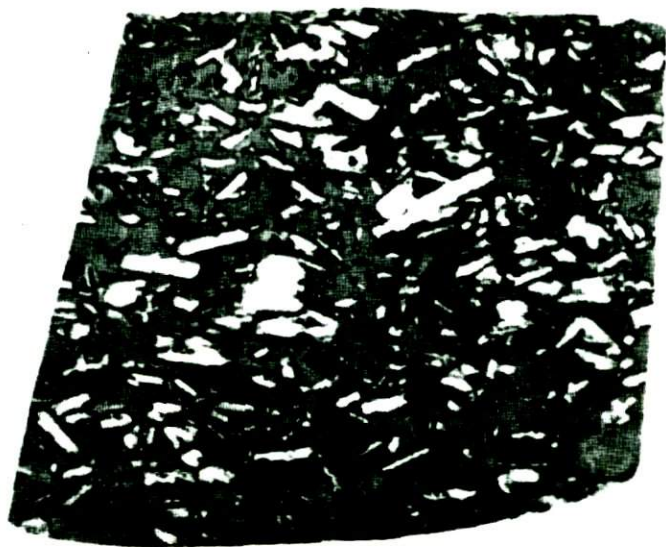
Вкрапленные руды отличаются меньшим разнообразием текстур, чем сплошные руды. Они обладают большей частью однородными текстурами с равномерным распределением вкрапленных рудных зерен. Текстурный рисунок их определяется прежде всего количеством рудной вкрапленности. На основании этого признака различаются редковкрапленные и густовкрапленные массивные текстуры.

Для вкрапленных руд свойственны также грубополосчатые текстуры, обусловленные чередованием пород с различным содержанием рудных минералов. Полосы густовкрапленных руд более четко очерчены и в некоторых случаях имеют заметно выраженные гра-



Фиг.38. Полосчатая текстура вкрапленных руд

нищи с вмещающим габбро. Полосчатое сложение вкрапленных руд местами подчеркивается наличием тонких полосок 0,3–1,0 см сплошного титаномагнетита. Контуры их четкие или расплывчатые, постепенно переходящие во вкрапленность габбро, вмещающего полоски. К рудным полоскам иногда приурочена тонкая вкрапленность сульфидов (фиг.38).



Фиг.39. Рудное габбро с отчетливо выраженной офитовой структурой. Таблички плагиоклаза (белое), титаномагнетит (серое), пироксен (темно-серое). Полир. шлиф. Натур.вел.

Рудное габбро имеет отчетливые признаки трахитоидных текстур, обусловленных ориентировкой призматических кристаллов плагиоклаза в одном направлении, согласно с простиранием полосчатости в массиве. При этом расположение рудных минералов и их скоплений в небольшие полосы подчинено трахитоидности породы.

Крупнозернистые разности пород характеризуются неравномерным распределением рудных минералов в виде крупных выделений от 0,5 до 1,5–2 см, приуроченных большей частью к темноцветным минералам. В некоторых участках западной зоны Копанского массива типичны сегрегационные выделения рудных минералов, часто в ассоциации с апатитом, в виде отдельных гнездообразных скоплений размером до нескольких сантиметров, отчетливо выделяющихся на общем фоне породы с незначительным содержанием рудных минералов. Возникновение подобных рудных концентраций может быть связано с явлением перекристаллизации породы. В измененных давленных и рассланцованных габбро рудные минералы концентрируются в виде линзовидно-полосчатых обособлений.

Рудное габбро обладает отчетливо выраженной офитовой структурой, обусловленной большим идиоморфизмом табличек плагиоклаза по отношению к темноцветным и рудным компонентам (фиг.39). Реже наблюдается габбровая структура. По размеру зерен главных минералов структура может быть равномерно- и неравномернозер-



Фиг.40. Сидеронитовая структура рудного габбро. Прозр. шиф. Увел. 10

нистой, а также несколько порфиривидной. Рудные минералы являются ксеноморфными по отношению к силикатам. Структура рудного габбро в зависимости от содержания рудных минералов меняется от интерстициальной до типичной сидеронитовой (фиг.40). В первом случае рудные минералы располагаются в промежутках силикатов, частично облекая их, в связи с чем они имеют неправильную угловатую форму, подчиненную контурам межзерновых пространств. Во втором случае зерна силикатов оказываются заключенными в рудную массу. При этом ориентировка табличек плагиоклаза сохраняется той же, что и в породе с редкой вкрапленностью.

Таким образом, для вкрапленных руд характерны текстуры и структуры габбровых пород.

Минералы вкрапленных руд

Вкрапленные руды имеют тот же минеральный состав, что и вмещающее их габбро. Отличие состоит лишь в увеличении содержания рудных минералов. Главное внимание в этом разделе работы уделено детальной характеристике рудных минералов, особенно ильменита, присутствие которого в форме самостоятельных зерен позволяет получать титановый концентрат, имеющий важное практическое значение, другие же минералы рассматриваются кратко.

Титаномагнетит является преобладающим минералом во вкрапленных рудах. Количество его колеблется в широких пределах от нес-

кольных процентов в редковкрапленных рудах до 40–70% в густовкрапленных, переходных к сплошным рудам. Титаномагнетит наблюдается или в виде единичных зерен, или агрегата тесносросшихся зерен, имеющих полигональные, изометричные и большей частью ксеноморфные очертания, подчиненные контурам межзерновых пространств силикатов. В густовкрапленных рудах агрегатные скопления рудных минералов заключают выделения силикатов. Размер зерен титаномагнетита колеблется от десятых долей миллиметра до 1–1,5 мм; размер отдельных агрегатных скоплений достигает 4–5 мм, а иногда и более. Титаномагнетит образует как обособленные зерна, так и находится в тесном срастании с ильменитом. При этом размер зерен его по отношению к ильмениту может быть меньшим, равным и большим. В титаномагнетит-ильменитовых рудах зерна титаномагнетита большей частью имеют меньший размер по сравнению с зернами ильменита, реже устанавливаются обратные соотношения.

Внутреннее строение зерен титаномагнетита такое же, что и в сплошных рудах. Для них также характерны многочисленные закономерные выделения ильменита, представляющие собой продукты распада твердого раствора в магнетите. Прежде всего в титаномагнетите наблюдаются сравнительно крупные пластинки ильменита, ориентированные по (111) и более мелкие, образующие две, расположенные под углом 60° друг к другу, системы параллельных пластинок. Вместе они составляют типичную решетчатую структуру распада твердого раствора. Отмеченные выделения ильменита имеют неравномерное развитие и встречаются не во всех зернах титаномагнетита.

При больших увеличениях (более 1000) с применением иммерсионных объективов в титаномагнетите обнаруживается тончайшая сеточка, представленная пластинками ильменита, ориентированными под прямым углом друг к другу параллельно (100) магнетита и под углом 45° к более крупным пластинкам ильменита, так же как и в сплошных рудах, но общий рисунок ильменитовой сетки является более тонким. Возникновение тончайших ильменит-магнетитовых срастаний, вероятно, связано с окислением ульвёшпинели.

В процессе метаморфизма тонкая ильменитовая сеточка местами утрачивает свое правильное геометрическое очертание в результате укрупнения ильменитовых пластинок в неправильные удлиненные тельца и мелкие зерна. Следует отметить, что явление метаморфизма во вкрапленных рудах, приводящее к преобразованию пластинок ильменита, выражено в значительно меньшей степени, чем в сплошных рудах.

В некоторых случаях крупные пластинки ильменита в титаномагнетите имеют признаки деформации, которые проявляются в изогнутости, разорванности и смещении их по трещинкам. Иногда контуры пластинок неровные с коррозионными границами, обусловленными замещением ильменита силикатами.

Незначительным распространением во вкрапленных рудах пользуется ильменит, развившийся в виде тонких пластинок от трещинок по кристаллографическим направлениям магнетита. Более позднюю генерацию ильменита составляют мелкие зерна, выполняющие трещинки в титаномагнетите, а также концентрирующиеся по краям его зерен.

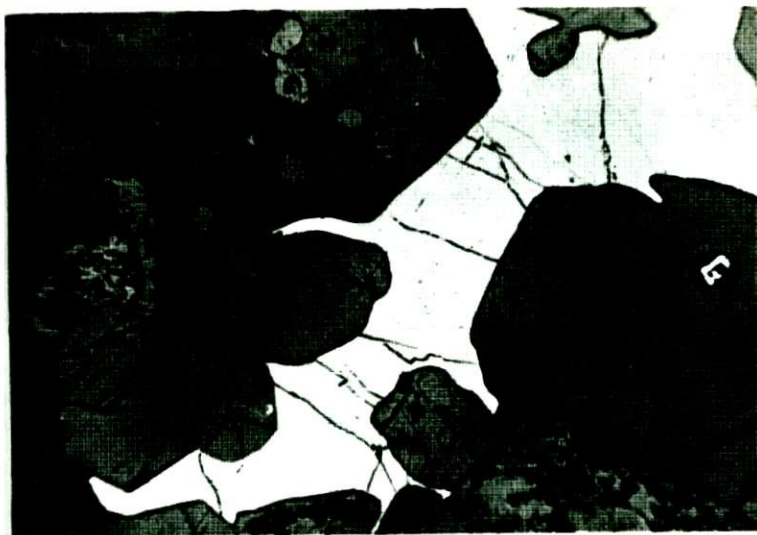
С зернами титаномагнетита тесно связана шпинель в виде отдельных редких и тонких пластинок, ориентированных по (100). Количество ее заметно увеличивается в густовкрапленных рудах, оливиновом рудном габбро и в рудах, находящихся в непосредственном контакте с ксенолитами метаморфизованных осадочных пород. Шпинель часто оконтуривается пластинками ильменита, образуя структуры, сходные со структурами ульвешпинель-магнетитовых сростаний. В результате метаморфизма за счет пластинок шпинели образуются многочисленные неправильные ее выделения в центральной части зерен титаномагнетита.

Химический состав титаномагнетита из рудного габбро (Маткальский массив), в котором содержание его достигает 25%, следующий (в %): SiO_2 - 3,53; TiO_2 - 15,08; Al_2O_3 - 1,93; Fe_2O_3 - 40,81; FeO - 35,52; MnO - 0,25; MgO - 1,50; CaO - 0,43; Cr_2O_3 - 0,66; V_2O_3 - 0,58 (аналитик О.Г.Унанова).

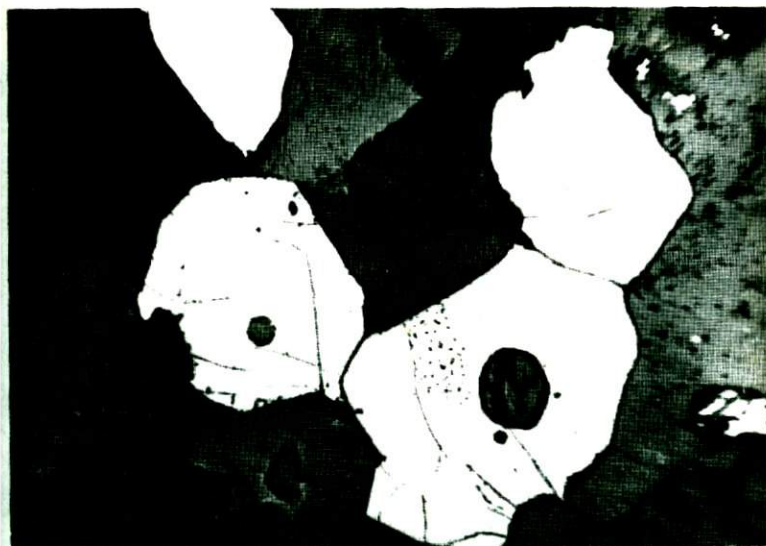
В редковкрапленных рудах, особенно в краевых зонах массивов, где имеет место проявление более позднего гранитного магматизма, титаномагнетит подвергается интенсивному замещению силикатами. В результате этого процесса от титаномагнетита сохраняются лишь тонкие пластинки и мелкие зерна ильменита. Промежутки между ними выполнены эпидотом, хлоритом, амфиболом, биотитом, развившимся за счет вещества магнетита. Иногда наблюдается замещение титаномагнетита сульфидами.

Кроме обычных ксеноморфных выделений титаномагнетит редко встречается в виде мелких (0,1-0,5 мм) кристаллов октаэдрического облика, образующих пойкилитовые включения в крупных зернах ромбического и моноклинного пироксена, преимущественно в рудном пегматоидном габбро и габбро-пегматите. Иногда наблюдается тесная связь кристаллов рудных минералов, расположенных внутри силикатов, с окаймляющими их ксеноморфными выделениями. Внутреннее строение кристаллов титаномагнетита отличается незначительным развитием в них пластинок шпинели и ильменита.

Магнетит в рудном габбро наблюдается в подчиненном количестве и относится к более поздним образованиям, тесно ассоциируя с вторичными минералами. Вместе с хлоритом выполняет трещинки в пироксене, образует скопления мельчайших пылевидных частиц, возникших при замещении пироксена, оливина и других темноцветных минералов вторичными. В некоторых случаях количество магнетита достигает нескольких процентов в интенсивно измененных гидротермальными процессами вкрапленных рудах. Гематит встречается редко, замещая титаномагнетит по трещинкам, плоскостям отдельности и краям зерен.



Фиг. 41. Ксеноморфный ильменит в мелкозернистом габбро сростается с кристаллами апатита. Полир. шлиф. Увел. 40.



Фиг. 42. Срастание нескольких зерен ильменита, заключающих округлые включения силикатов. Полиф. шлиф. Увел. 25.

Ильменит является существенной составной частью вкрапленных руд. В морфологическом отношении он характеризуется отчетливым ксеноморфизмом по отношению к нерудным минералам (фиг. 41). Контуры зерен ильменита в связи с особенностями развития их в межзерновом пространстве могут быть самыми разнообразными. Обычно им свойственна неправильная форма с бухтообразными очертаниями и глубокими заливами, которые как бы обтекают нерудные минералы, оказывающиеся в различной степени окруженными рудным веществом с образованием интерстициальной до сидеронитовой структуры. Ильменит выполняет промежутки между зернами пироксена и плагиоклаза и обычно развивается в виде монокристаллов, отдельные части которых соединяются между собой тонкими перемычками. Нередко встречаются таблитчатые или несколько изометричные зерна ильменита, концентрирующиеся в рудах в виде отдельных групп зерен, тесно срастающихся или разделенных силикатами (фиг. 42).

Наряду с ксеноморфными выделениями ильменита для пегматоидных разновидностей габбро характерны таблитчатые зерна с частично неправильными очертаниями, образующие своеобразные втеки в межзерновое пространство силикатов. В трахитоидных габбро наблюдаются вытянутые скопления ксеноморфных и таблитчатых зерен ильменита, ориентированных параллельно текстуре породы (фиг. 43).

В эндоконтактной зоне массива, где развиты ксенолиты кварцитов, роговиков и многочисленных инъекции гранитной магмы, в результате которых габброидные породы подверглись существенно изменению, ильменит часто образует скопления (до 1,5 см) изометричных зерен или стяжения неправильных выделений, отчетливо заметных макроскопически на общем фоне породы. Типичны и более крупные (до 5–6 см в диаметре) гнездообразные обособления ильменита совместно с титаномагнетитом, апатитом и сульфидами (пирротин, пирит, халькопирит) в мелкозернистом, пегматоидном габбро и габбро-пегматите, что обуславливает такситовую текстуру вкрапленных руд. В давленных и рассланцованных габбро восточной зоны Маткальского массива ильменит концентрируется в виде скоплений, ориентированных согласно направлению сланцеватости породы.

В мелкозернистом габбро всякого бока Копанского массива вблизи контакта с гранитами ильменит нередко наблюдается в виде агрегата округлых зерен (0,1–0,3 мм), заключенных в массе вторичных силикатов (рис. 44). Морфологические особенности таких выделений на общем фоне породы свидетельствуют о возможности существования первичных крупных зерен ильменита, в дальнейшем подвергшихся процессу перекристаллизации. Как правило, агрегаты округлых зерен ильменита наблюдаются в наиболее метаморфизованных разновидностях габбро, в которых вещество магнетита в титаномагнетите полностью замещено силикатами.

Содержание ильменита во вкрапленных рудах колеблется в широких пределах от 2–3 до 20 об.%; повышенное содержание ильменита



Фиг.43. Характер выделения ильменита в мелкозернистом трахитоидном габбро. Полир. шлиф. Увел. 25



Фиг.44. Перекристаллизованный ильменит в метаморфизованном габбро. Увел. 25

характерно для краевых частей массива. Максимальная концентрация ильменита приурочена к мелкозернистым разностям. Количественные соотношения между ильменитом и титаномагнетитом различны. В породах центральной зоны титаномагнетит резко преобладает над ильменитом; в западной и восточной — наблюдаются близкие количественные отношения между этими минералами и нередко ильменит преобладает над титаномагнетитом. В гидротермально измененных породах часто присутствует только ильменит.

Ильменит в рудном габбро встречается в виде изолированных зерен среди силикатов и в тесном сростании с титаномагнетитом. В центральной части массива ильменит находится преимущественно в сростании с титаномагнетитом; в краевых зонах преобладают обособленные зерна. Ильменит, развитый среди силикатной части породы, имеет ксеноморфную форму выделения, а при сростании с титаномагнетитом приобретает прямолинейные и, нередко, кристаллографические очертания. Устанавливается определенная закономерность в характере сростания рудных минералов. В породах с повышенным содержанием ильменита этот минерал соприкасается с титаномагнетитом органиченной поверхностью, остальная часть его находится среди силикатов. С изменением количественных соотношений между ильменитом и титаномагнетитом в сторону увеличения последнего зерна ильменита имеют больше плоскостей сростания с титаномагнетитом, а в рудном габбро ильменит нередко оказывается почти полностью заключенным среди титаномагнетита. В сростании с титаномагнетитом наблюдаются крупные и мелкие зерна ильменита.

Размеры выделений ильменита большей частью находятся в прямой зависимости от величины зерен главных породообразующих минералов габбро (плагноклаза и пироксена). В мелкозернистом габбро зерна ильменита 0,1–1,0 мм, чаще 0,3–0,8 мм; единичные монокристаллы достигают 2,5 мм. В среднезернистом габбро размеры зерен ильменита составляют 0,1–3,8 мм; обычны зерна 1–2 мм. Размеры зерен ильменита в пегматоидном габбро и габбро-пегматите 0,5–5 мм.

Детальное исследование под микроскопом внутренней структуры зерен ильменита обнаруживает наличие в них структур распада твердого раствора с выделением магнетита и в меньшей степени — гематита, закономерно прорастающими ильменит. При этом пластинки магнетита всегда располагаются параллельно друг к другу по направлению базопинакоида вмещающего минерала.

Для выявления внутренней структуры зерен ильменита применялось травление концентрированной HCl, в результате которого на месте магнетитовых пластинок появляются темные бороздки, отчетливо выделяющиеся на светлом фоне ильменита. Этот метод не совсем надежен, так как в процессе травления на границе двух смежных фаз, особенно при очень тонких прорастаниях, образуется темная теневая каемка. Поэтому, наряду с диагностическим травлением, некоторые мономинеральные фракции ильменита со структурами

распада твердого раствора исследовались различными физическими методами в Палеомагнитной лаборатории МГУ О.Л.Багиной. Данные термомагнитного анализа подтвердили наличие в ильмените ферромагнитной фазы с точкой Кюри-575, соответствующей магнетиту.

Распределение магнетита в виде структур распада твердого раствора в зернах ильменита большей частью неравномерное. Наиболее обычны пластинки магнетита (0,2-0,8 мм по длине и до 0,002 мм в поперечнике), приуроченные к центральным частям зерен ильменита. Количество пластинок магнетита постепенно уменьшается к краям зерен, оставляя в некоторых случаях широкие каймы оптически однородного ильменита (фиг.45). Реже пластинки магнетита прорастают до границ зерен ильменита.

Характерно присутствие двух и более типов пластинок магнетита в одном и том же зерне. При этом крупные (до 0,5-0,7 мм в длину и до нескольких микрон в поперечнике), редкие пластинки магнетита распределяются в центральной части зерен, в то время как тонкие частые пластинки наблюдаются между крупными пластинками и занимают краевые зоны зерен ильменита (фиг. 46). Наличие нескольких систем пластинок магнетита типично для ильменита из зальбандов рудных залежей и оливинового габбро. В некоторых зернах ильменита имеются единичные короткие и более широкие пластинки магнетита (длина 0,07-0,2, ширина 0,01-0,03 мм).

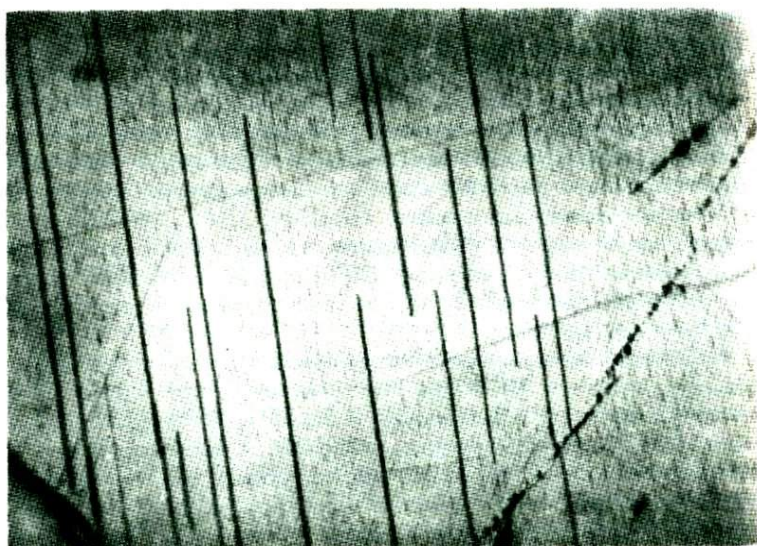
Расстояние между отдельными пластинками магнетита не постоянно; они бывают сближены и отдалены друг от друга на различное расстояние в пределах одного и того же зерна. Иногда на фоне тонких пластинок магнетита заметны единичные крупные веретеновидные выделения магнетита (длина до 0,7 мм, ширина до 0,01 мм). В таких случаях характерно более редкое расположение пластинок магнетита с образованием свободных полей вокруг таких выделений.

Неравномерность распределения и разнообразие продуктов распада твердого раствора в ильмените связаны с условиями его образования и, прежде всего, по-видимому, с различной температурой распада твердого раствора и количеством растворенного в ильмените магнетитового компонента (Рамдор, 1962). В некоторых образцах гидротермально измененного габбро (на контакте с роговиками и кварцитами в западной зоне Копанского массива и гранитами восточной зоны) магнетит как продукт распада твердого раствора установлен не был.

Изредка в одном и том же зерне ильменита присутствуют пластинки магнетита и гематита, при этом последние всегда более мелкие по сравнению с пластинками магнетита. В породах краевых зон массивов в ильмените нередко наблюдаются эмульсиевидные выделения гематита в виде очень тонких и коротких пластинок, а также в виде округлых телец, ориентированных по направлению (0001), как и в случае ориентировки пластинок магнетита. Гематит большей частью концентрируется неравномерно в виде отдельных обособлений в краевых частях зерен ильменита.



Фиг.45. Распределение пластинок магнетита в центральной части зерна ильменита. Полир. шлиф, протравленный HCl. Увел.90



Фиг.46. Две системы пластинок магнетита в ильмените. Полир. шлиф, протравленный HCl. Увел. 320

Магнетитовые пластинки замещены в различной степени силикатами (хлоритом), иногда сульфидами. В одних зернах большая часть пластинок подвержена замещению, в других — только отдельные пластинки. В образцах, взятых с поверхности массива, пластинки магнетита нередко замещаются маггемитом и гематитом.

Наличие магнетита в ильмените повышает его магнитность, что имеет большое значение при разработке технологии получения ильменитового концентрата. Для устранения возможности попадания в магнитный концентрат зерен ильменита с включениями магнетита следует внести некоторые изменения в существующие схемы обогащения. С этой целью можно рекомендовать более мелкое измельчение и подбор соответствующей напряженности магнитного поля. В лаборатории методов разделения минералов (ИГЕМ АН СССР) на магнитном сепараторе с "бегущим" магнитным полем получались достаточно чистые концентраты ильменита и титаномагнетита (Никитин, 1968).

В габброидах, подвергшихся воздействию динамических напряжений, зерна ильменита имели двойниковое строение. В зависимости от интенсивности проявленного процесса характер двойникового строения изменяется в широких пределах. Чаще отдельные пластинки или целые группы их ориентированы в одном направлении; количество двойниковых пластинок, ширина, длина и расстояние между ними различны. Иногда наблюдаются две системы двойниковых пластинок, ориентированных по плоскости ромбоэдра и образующих тонкое решетчатое строение. Одна из особенностей двойникового строения зерен ильменита — наличие двойниковых пластинок неодинаковой ширины и протяженности. Более крупные пластинки на концах часто объединяют серию мелких пластинок различной длины, обуславливая своеобразный характер двойникового строения с грубым перекрещиванием по плоскостям ромбоэдра. При этом двойниковые пластинки имеют плавное извилистое очертания. В некоторых случаях зерна ильменита обнаруживают сложное двойникование, представленное развитием более тонких пластинок ильменита, образующих решетчатую структуру и перистыми двойниками, окаймляющими с краев зерна ильменита (фиг. 47). Такое сложное двойниковое строение свойственно ильмениту из участков пород, подвергшихся сильному механическому воздействию с развитием многочисленных трещинок катаклаза.

Двойниковые полосы часто ориентированы под углом около 45° к пластинкам магнетита, реже какое-либо из двойниковых направлений параллельно им. Редко в двойниковых полосках наблюдаются тонкие параллельные пластинки магнетита, как продукты распада твердого раствора, ориентированные перпендикулярно или под углом $45-60^{\circ}$ к двойниковым швам и к крупным пластинкам магнетита. Вблизи двойниковых пластинок ильменита, в местах их пересечения, а также в самих пластинках встречается вторичный магнетит в виде мелких кристалликов и зернышек, иногда вместе с рутилом. Тонкие пластинки магнетита в этих участках всегда отсутствуют. Крупные пластинки магнетита на границе с двойниками



Фиг.47. Сложный тип двойникования в ильмените, представленный тонкими пластинками ильменита, образующими решетчатую структуру, и более грубыми перистыми двойниками, окаймляющими с краев зерна ильменита. Увел.40, николи скрещены

часто деформированы, что свидетельствует о более раннем их образовании.

В ильмените характерны включения плагиоклаза и пироксена различной формы и размера. Чаще всего это изометричные как бы "каплевидные" или овальные образования. В связи с особенностями развития ильменита в межзерновом пространстве, крупные призматические зерна силикатов нередко заключены внутри выделений ильменита; при этом они имеют плавные округлые очертания. Иногда в ильмените при больших увеличениях видны мелкие кристаллики и зернышки шпинели в ассоциации с вторичным магнетитом. Кроме нерудных минералов, в некоторых случаях в ильмените наблюдаются включения титаномагнетита в виде неправильных зерен с прямолинейными или плавно извилистыми контурами.

В гидротермально измененных породах, особенно на контакте с гранитами, ильменит замещается от трещинок и с краев лейкоксеном с образованием кайм различной ширины, содержащих многочисленные очень мелкие реликты ильменита. В результате замещения вторичными минералами зерна ильменита имеют неровные тонкозазубренные очертания. В мелких зернах ильменита замещение проявлено в большей мере, до образования полных псевдоморфоз. Иногда ильменит частично замещен рутилом.

Данные химического анализа мономинеральных фракций ильменита из различных разновидностей рудного габбро и титаномагнети-

товых руд (для сравнения) приведены в табл. 14. Сопоставление этих данных свидетельствует о сравнительно постоянном составе исследованных ильменитов с незначительным колебанием отдельных компонентов. Для всех ильменитов характерно более или менее равное содержание двуокиси титана (47,4–49,9 вес. %). Однако при пересчете анализов на основные составные части с учетом микроскопических наблюдений выявились некоторые особенности состава ильменитов из различных участков массивов. Прежде всего некоторое разнообразие выражается в различном содержании закиси и окиси железа в результате наличия в ильмените магнетита и гематита как продуктов распада твердого раствора. Количество окиси железа колеблется в пределах 4,1–8,2%, причем максимальное его содержание соответствует образцам, в которых отсутствуют пластинки магнетита, а минимальное – характерно для ильменита, лишенного включений гематита.

По данным П.Рамдора (1962), содержание окисного железа в ильмените ограничено и не превышает 5–6 вес.%, остальное количество окиси железа относится к продуктам распада твердого раствора. В образце ильменита с максимальным количеством Fe_2O_3 (8,22%) при тщательном исследовании с иммерсионными объективами (увел. 1425) и применением длительного травления поверхности шлифа ПС] не удалось обнаружить магнетит, гематит же наблюдался в очень незначительном количестве. Очевидно, большая часть Fe_2O_3 находится в твердом растворе с ильменитом. Этот ильменит выделен из метаморфизованного ильменитоносного габбро зоны милонитизации Маткальского массива. Титаномagnetит в этом образце полностью изменен с образованием вторичных железистых минералов, а ильменит лишь частично замещен рутилом, что подтверждается также избыточным содержанием двуокиси титана в анализе. Кроме того, магнетит и гематит в виде продуктов распада твердого раствора не обнаружены в образце ильменита (3) из метаморфизованного габбро, заключенного в роговиках зоны западного контакта Копанского массива. Значительное содержание Fe_2O_3 (6,7%) в ильмените связано с замещением пластинок магнетита гематитом и частично маггемитом (обр. 2 взят из отвалов шурфа).

В некоторых случаях характерна связь всего закисного железа с магнетитом (обр. 10), что подтверждается наряду с микроскопическими термомagnetными исследованиями и данными пересчета химического анализа. Образец представлен габбро-пегматитом западной зоны Копанского массива, в котором наблюдается тесная ассоциация ильменита с апатитом. Наиболее распространены ильмениты, в которых при пересчете химических анализов одновременно устанавливается наличие магнетита и гематита (обр. 4–9). Общее количество продуктов распада твердого раствора в ильмените не превышает 10% с максимальным содержанием магнетита до 7,3%.

Количество кричтонитовой молекулы в ильмените колеблется от 78,4 до 90,6%. Максимальное количество пирофанитовой молекулы (4,7–6,6%) характерно для ильменита Маткальского массива. По-

Таблица 14

Химические анализы ильменитов (вес. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	1,15	0,02	0,85	0,55	0,35	0,84
TiO ₂	47,94	49,29	49,64	49,09	49,87	48,05
Al ₂ O ₃	0,37	1,95	0,55	0,59	0,50	0,94
Fe ₂ O ₃	8,22	6,68	4,75	5,20	4,53	5,30
FeO	38,18	37,60	41,86	42,77	43,23	42,63
MnO	3,12	0,25	1,82	1,07	1,16	1,16
MgO	0,37	3,74	-	0,35	0,47	0,28
CaO	-	-	-	0,06	-	-
H ₂ O	0,23	-	-	-	-	-
V ₂ O ₅	-	0,16	0,11	0,12	0,14	0,12
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-
Nb ₂ O ₅	0,16	-	0,08	0,04	0,04	0,06
Ta ₂ O ₅	0,09	-	-	-	-	-
Сумма	99,83	99,69	99,66	99,84	100,29	99,38
Уд.вес.	4,65	4,65	4,71	4,72	4,71	4,71
Минералы						
Ильменит	88,52	88,94	92,05	93,10	94,48	91,18
Магнетит	-	-	-	1,09	1,28	3,51
Гематит	8,24	6,69	4,75	4,46	3,66	2,90
Рутил	1,23	1,32	1,05	-	-	-
Шпинель	-	2,71	-	-	-	-
Остаток	2,01	0,34	2,15	1,35	0,58	2,41
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Миналы						
хричтонит	80,77	79,54	88,18	89,77	90,62	87,89
гейкилит	1,11	8,87	-	1,05	1,40	0,83
пирофанит	6,64	0,53	3,87	2,28	2,46	2,46

1 - измененное крупнозернистое габбро с апатитом и ильменитом из зоны милонитизации Маткальского массива; 2 - титаномагнетит-ильменитовая руда (из отвалов шурфа), Копанский массив; 3 - измененное габбро, заключенное среди роговиков западного контакта, там же; 4 - зальбандовая часть рудного тела центральной зоны, там же; 5 - рудное габбро центральной зоны, там же; 6 - пегматоидное габбро, там же; 7 - рудире мелкозернистое

7	8	9	10	11	12
0,53	0,45	0,40	0,16	1,18	Следы
47,39	47,90	48,00	48,70	47,18	51,23
0,51	0,21	1,10	0,76	1,42	0,30
6,45	6,73	6,67	4,06	6,56	5,11
42,63	42,72	39,38	44,32	40,63	40,15
1,18	2,21	1,03	1,24	0,97	-
0,38	0,15	3,26	-	2,22	2,66
0,39	-	Следы	0,33	0,30	-
-	-	0,10	-	-	-
0,07	-	0,03	0,09	-	0,56
-	-	0,15	-	-	-
0,05	-	-	-	-	-
-	-	-	Не обн.	-	-
99,58	100,37	100,12	99,66	100,46	100,01
4,73	4,77	4,65	4,76	4,61	4,68
89,84	90,99	89,08	92,62	88,45	91,91
6,08	6,93	7,32	5,75	6,91	-
2,27	1,95	1,55	-	1,81	4,69
-	-	-	-	-	-
-	-	1,53	-	1,98	0,43
1,81	0,13	0,52	1,63	0,85	2,97
100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
86,20	85,84	78,45	89,98	81,43	82,22
1,13	0,45	8,44	-	4,95	9,69
2,51	4,70	2,19	2,64	2,07	-

габбро восточной зоны, там же; 8 - рудное мелкозернистое габбро восточной зоны, Маткальский массив; 9 - титаномагнетитовая руда центральной зоны, Копанский массив; 10 - габбро-пегматит западной зоны, там же; 11 - рудный лабрадорит, Цагинское месторождение, Кольский полуостров; 12 - ильменит-магнетитовая руда, Кусинское месторождение, Южный Урал.

Анализы 1, 3-8, 10 выполнены Т.А.Буровой, 2 - П.Н.Ниссенбаум, 9, 12 - В.А.Молевой, 11 - Е.А.Мокрецовою.

вышенное содержание MgO (3,26; 3,74%) в анализах ильменита частично связано с наличием магнезиальной шпинели, встречающейся в виде мелких кристалликов и зернышек в ильмените. Ниобий находится в ильмените в виде изоморфной примеси; количество его довольно постоянно (0,04–0,08%) за исключением одного образца из Маткальского массива (0,16%). Ванадия несколько больше в ильмените из образцов пород и руд центральной зоны Копанского массива (0,12–0,16%) и меньше в образцах краевых зон обоих массивов. Можно считать, что химические составы ильменитов в пределах отдельных полос рудного габбро окажутся сходными. Об этом свидетельствует постоянство состава образцов ильменита на большом расстоянии (около 12 км), взятых из восточных зон висячего бока Маткальского и Копанского массивов (обр. 7 и 8).

В табл. 14 приведен анализ ильменита из рудного лабрадорита Цагинского месторождения (Квардин, 1959), который по составу и количеству продуктов распада твердого раствора очень близок к ильменитам Копанского массива. Известно, что руды и породы Кузинско-Копанской интрузии отличаются по степени метаморфизма (Мясников, 1959). В метаморфизованных рудах Кузинского массива ильменит образовался в результате перекристаллизации титаномагнетита с возникновением мелкозернистого агрегата, состоящего из отдельных зерен ильменита и магнетита. Анализ такого перекристаллизованного ильменита приведен в табл. 14 (обр.12). На основании микроскопического наблюдения и данных пересчета анализа в этом ильмените отсутствуют продукты распада твердого раствора в виде магнетита и присутствуют мельчайшие выделения гематита (по данным анализа $Fe_2O_3 = 5,11\%$).

Удельный вес ильменита в различных образцах подвержен незначительному колебанию (4,65–4,77). Наблюдается некоторая зависимость увеличения удельного веса с возрастанием количества магнетита, как продукта распада твердого раствора в ильмените. Минимальные значения удельного веса характерны для ильменитов, содержащих гематит, рутил, шпинель. Отклонение значения удельного веса (обр. 9) связано с некоторым уменьшением содержания FeO и увеличением гейкилитовой и пирофанитовой составляющих в ильмените до 10,6%.

Образцы ильменита (1 и 2) с максимальным содержанием MnO (3,12%) и MgO (3,74%) исследованы рентгенометрически в камере РКД ($l = 114$ мм), $d = 0,6$, на Fe -излучении, без фильтра, с эталоном кремния (О.В.Кузмина, рентгеновская лаборатория ИГЕМ). Были определены параметры (в области углов $Q = 35-65^\circ$ в гексагональном аспекте): для первого образца - $a = 5,075 \text{ \AA}$, $c = 14,10 \text{ \AA}$ и для второго образца - $a = 5,068 \text{ \AA}$, $c = 13,98 \text{ \AA}$. Размеры ячейки ильменита изменяются незначительно от наличия такого количества примесей. В работе В.И.Михеева и А.И.Калинина (1961) приведены многочисленные измерения параметров решетки, главным образом ильменита с высоким содержанием магния, из

Таблица 15

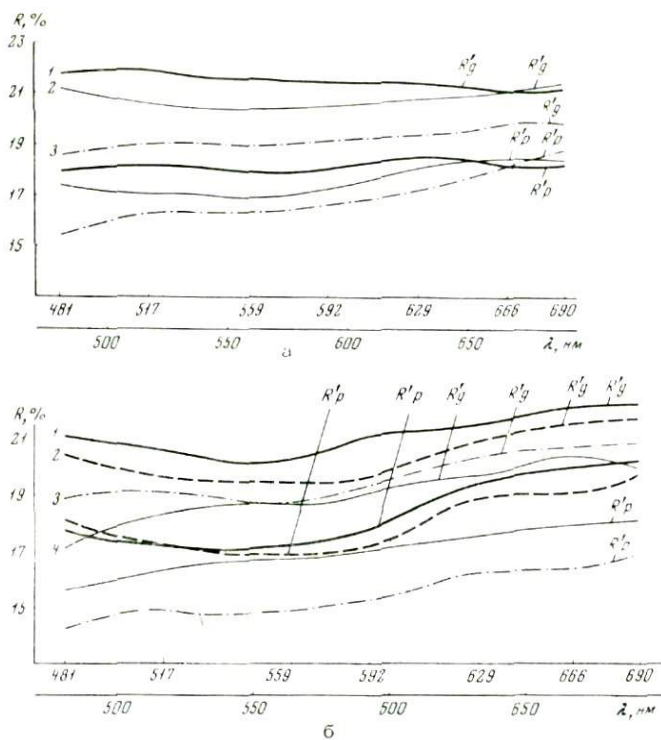
Значения отражательной способности ильменита (для волны 592 нм)

№ образца	R_g'	R_p'	$R_g' - R_p'$	Содержание, вес.%	
				гематит	магнетит
1	21,6	18,1	3,5	8,24	-
7	20,9	17,6	3,3	2,27	6,08
2	20,7	17,2	3,5	6,69	-
4	20,6	17,5	3,1	4,46	1,09
5	20,3	17,3	3,0	3,66	1,28
6	19,6	16,8	2,8	2,90	3,51
10	19,4	16,9	2,5	-	5,75
3	19,2	16,6	2,6	4,75	-
8	19,1	15,1	4,0	1,95	6,93
9	18,9	16,9	2,0	1,53	7,32

которых следует, что размеры решетки всех исследованных ильменитов колеблются в очень узком интервале: параметр "а" = 5,057-5,063 Å, параметр "с" = 13,78-13,81 Å, что не превышает погрешности эксперимента. Для образца кричтонита из траппов Сибирской платформы приведены следующие данные: а = 5,07 Å, с = 14,16 Å, сходные с данными для уральских ильменитов из основных пород. Ф.Г.Фоминых (1969₁) на основании рентгенометрического изучения ильменитов из ряда титаномагнетитовых месторождений Урала также сделал вывод о сходстве параметров решетки ильменитов различных генетических типов с колебанием а - от 5,084 до 5,087 Å, с - от 14,16 до 14,09 Å.

Измерение микротвердости ильменита, заключающего пластинки магнетита, ориентированные всегда в одном направлении, представляло известную трудность. Некоторые данные получены на приборе ПМТ-3 при нагрузке на индентор 100 г и времени выдержки нагрузки на алмазную пирамидку 10 сек. для участков ильменита, кажущихся "однородными" при увеличении 470. Микротвердость ильменита из рудного габбро составляет 675-708 кг/мм². Эти величины заметно отличались от значений, полученных для ильменита из лейкократового габбро 509-652 кг/мм² и анортозита 520-586 кг/мм², что, вероятно, связано с некоторыми особенностями его состава.

Цвет ильменита в полированных шлифах в какой-то степени обусловлен наличием в нем пластинок магнетита и гематита и изменяется в зависимости от размера их и частоты распределения в пре-



Фиг.48. Кривые дисперсии для главных показателей отражения ильменита

а - с максимальным содержанием Fe_2O_3 ; 1 - обр.1; 2 - обр.2; 3 - обр.3

б - с максимальным содержанием Fe_3O_4 ; 1 - обр.7; 2 - обр.10; 3 - обр.8; 4 - обр.9

делах зерен ильменита. В большинстве случаев ильменит имеет отчетливо кремоватый или слабый коричневатый оттенок.

Для химически анализированных образцов измерена отражательная способность с помощью микрофотометрической насадки ФМЭ-1 в монохроматическом свете в семи точках видимой области спектра с увеличением 315 при закрытой полевой диафрагме и открытой апертурной. В каждом образце из ряда зерен выбирались зерна ильменита с максимальным двуотражением, на которых замерены значения Rg' и Rp' для различных длин волн - от 481 до 690 нм. Отражательная способность ильменита оценивалась путем сравнения с эталоном (металлический кремний). Данные измерения отражательной способности приведены в табл. 15 и выражены графически на фиг.48(а,б).

Для большинства образцов (за исключением обр.7) устанавливается определенная зависимость величины отражательной способности от содержания магнетита или гематита в ильмените. Образцы с максимальным количеством Fe_2O_3 имеют более высокие значения отражательной способности, уменьшающиеся с увеличением количества Fe_3O_4 (см. табл.15). Значения главных показателей отражения при стандартном желтом фильтре (592 нм) в различных образцах ильменита следующие: $R_g^i = 18,9 - 21,6\%$, $R_p^i = 15,1 - 18,1\%$. По данным И.М.Грей (Gray, 1962), отражательная способность ильменита в разрезе $\perp(0001)$ желтой области спектра 21,3, в разрезе $\parallel(0001)$ 23,7%, по данным П.А.Строна (1964), 20,2%.

Анализ кривых дисперсии отражения, по И.С.Волынскому, показывает, что в основном они имеют смешанный характер, т.е. в них одновременно наблюдаются черты нормальной и аномальной дисперсии, обусловленных неоднородностью состава исследованного минерала. Наиболее простое строение профиля имеют кривые (фиг. 57) для образцов, содержащих Fe_3O_4 . Эти кривые приближаются к прямым, параллельным оси абсцисс, что характерно для минералов белого цвета. Сложное строение профиля кривых (фиг.48) свойственно образцам с максимальным содержанием Fe_3O_4 . Кривые дисперсии этих ильменитов обнаруживают заметный подъем в оранжевой и красной областях спектра (аномальная дисперсия), что связано с наличием в них отчетливо выраженного кремоватого оттенка, обусловленного присутствием очень тонких пластинок магнетита в виде продуктов распада твердого раствора. Таким образом, полученные данные по отражательной способности ильменита в значительной степени согласуются с результатами химических анализов и микроскопическими наблюдениями.

Характерна тесная ассоциация ильменита с апатитом. При этом зерна ильменита обычно тесно срastaются с кристаллами апатита (фиг.49). На основании различных структурных соотношений этих минералов можно сделать вывод о близком времени их образования.

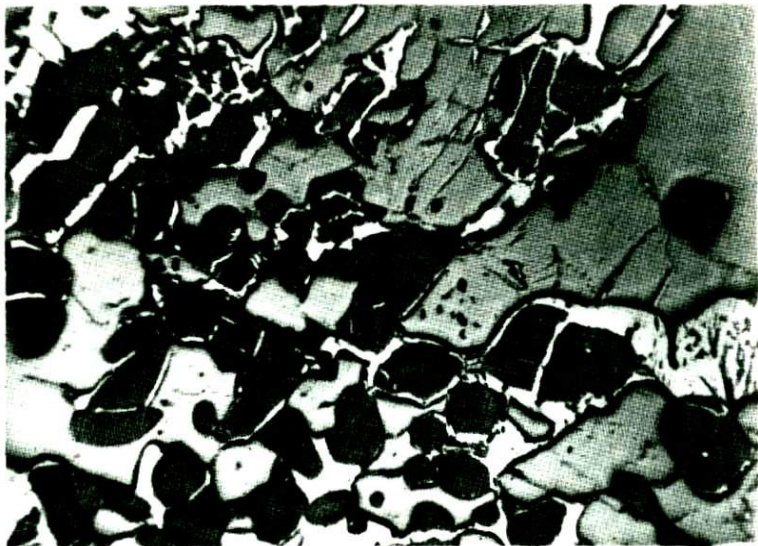
Иногда более поздние по времени выделения сульфиды (пирротин, халькопирит) окаймляют зерна ильменита и кристаллы апатита, выполняют трещинки в них (фиг.50) в измененном габбро, в связи с наличием гранитов, в западной зоне Коланского массива.

Отмеченные морфологические особенности выделений ильменита свидетельствуют о кристаллизации его после силикатов (пироксена и плагиоклаза). Тесная пространственная связь ильменита с титаномагнетитом во всех разновидностях габброидов, характер срastания их зерен (плоскость срastания часто имеет правильные кристаллографические очертания), различные количественные соотношения между ними, ксеноморфизм их по отношению к силикатам - свидетельствуют о формировании титаномагнетита и ильменита одновременно или близко по времени.

Некоторые исследователи (Rov, 1957; Millman, 1957; 1961) считают, что зерна ильменита, срastавшиеся с титаномагнетитом, образовались в результате распада первичного гомогенного тита-



Фиг.49. Срастание зерен ильменита (белое) и кристаллов апатита (серое); западная зона Копанского массива. Полир. шлиф. Увел. 40



Фиг.50. Поздние сульфиды (пирротин и халькопирит) окаймляют зерна ильменита (светло-серое) и апатита (темно-серое), - выполняют трещинки в них. Полир. шлиф. Увел. 40

номагнетита. Е.А.Винсент, Р.Филлипс и А.Ф.Баддингтон (Vincent, Phillips, 1954; Buddington и др., 1964) признают как одновременное образование этих минералов, так и в результате распада первичного титансодержащего магнетита.

Особенности внутреннего строения зерен ильменита, обусловленные наличием различных продуктов распада твердого раствора в переменном количестве, являются отражением изменения окислительно-восстановительного потенциала в процессе кристаллизации и позволяют получить некоторые данные о температуре остаточного рудного расплава.

На основании данных П.Рамдора (1926, 1962), ильменит и гематит при температуре около 600° изоморфны и смесимы в любых соотношениях. Распад гомогенного ильменита с выделением гематита происходит при понижении температуры в интервале $500-600^{\circ}$. Различный размер пластинок гематита в ильмените, согласно исследованиям П.Рамдора, может быть обусловлен изменением физико-химических условий кристаллизации, характером понижения температуры, концентрацией и скоростью диффузии компонентов твердого раствора. По его мнению, наиболее крупные структуры распада возникают на начальных стадиях процесса вследствие небольшой скорости диффузии при высоких температурах. Изменение физико-химических условий в связи с понижением температуры способствовало возникновению тонких структур распада. Таким же образом, по-видимому, можно объяснить выделение магнетита в ильмените с образованием нескольких типов структур распада твердого раствора. Соотношение пластинчатых включений магнетита и выделений гематита в ильмените показывает, что первые являются более ранними.

Намечается некоторая зависимость в распределении продуктов распада твердого раствора в ильмените от условий его образования.

В неизменных разностях габбро в ильмените в виде продукта распада твердого раствора преобладает магнетит; в гидротермально измененных породах краевых зон массивов ильменит содержит преимущественно гематит, нередко один лишь гематит с незначительным развитием рутила в наиболее метаморфизованных разновидностях габбро в непосредственном контакте с гранитами.

Характерно, что в ильмените из метаморфизованных руд Кусинского массива и в ильмените из амфиболитов более высокой степени метаморфизма куртинской свиты (Вертушков, Соколов, 1966) продукты распада твердого раствора представлены также одним гематитом.

В некоторых случаях в интенсивно измененных габброидах Копанского и Маткальского массивов наблюдается ильменит, в котором продукты распада твердого раствора не обнаружены. Кроме того, мелкие зерна ильменита, возникшие в результате перекристаллизации крупных его выделений, также не содержат продуктов распада твердого раствора.

Ильменит, встречающийся в тесной ассоциации с пирротиниом в измененных породах западной зоны Копанского массива, заключает многочисленные пластинки магнетита, что свидетельствует о более восстановительных условиях среды, способствовавшей сохранению пластинок магнетита в процессе гидротермального изменения пород.

По данным П.Рамдора (Ramdohr, 1956), закономерные пластинки магнетита в ильмените возникли в результате распада твердого раствора с выделением части Fe_2O_3 в виде пластинок гематита, который в процессе последующего восстановления переходит в магнетит. К числу факторов, способствующих восстановлению гематита в магнетит, Рамдор относит присутствие графита и более поздний привнос сульфидов. Но при этом Рамдор допускает, что при распаде твердого раствора может выделяться до 5-10% Fe_3O_4 в виде пластинок магнетита по (0001) ильменита.

А.Ф.Баддингтон и соавторы (Buddington, Fahey, Vlisisid, 1963) считают, что микропрорастания магнетита с ильменитом являются продуктом восстановления Fe_2O_3 в процессе распада твердого раствора. Данные, полученные автором, свидетельствуют о происхождении тонких пластинчатых закономерных вростков магнетита в ильмените в результате первичного распада твердого раствора.

Тесная ассоциация ильменита с апатитом указывает на значительную роль при образовании ильменита летучих компонентов, прежде всего фтора, концентрирующегося преимущественно в краевых зонах массива.

Сульфиды во вкрапленных рудах более распространены, чем в сплошных рудах, но присутствуют непостоянно и в переменном количестве; содержание их колеблется от нескольких зерен до 1-3%. При этом в Копанском массиве преобладает пирротин, а в Маткальском - пирит.

Пирротин встречается в виде неравномерно рассеянной вкрапленности и реже сравнительно крупных гнездообразных скоплений размером до 1,5 см в отдельных участках рудного габбро. Наблюдается в габбро не затронутых вторичными процессами, и гидротермально измененных, где образует более крупные скопления.

Характерны очень мелкие каплеобразные включения пирротина в титаномагнетите, иногда в силикатах. В рудном габбро с тонким полосчатым типом оруденения пирротин распределяется в промежуточных зерен титаномагнетита и ильменита, окаймляет их не полностью или со всех сторон. Иногда пирротин замещает вещество магнетита в титаномагнетите, что указывает на более позднее его выделение. В пирротине наблюдаются мелкие пламенеподобные выделения пентландита. Химический анализ пирротина из неизмененного габбро приведен в табл. 16.

Пирит образует зерна и кристаллы размером от долей миллиметра до 1-1,5 мм, главным образом в измененном рудном габбро краевых зон массивов. Чаще всего выполняет трещинки дробления, встречается в виде тонких пленок на стенках трещин. Развивается по границам зерен силикатов, титаномагнетита и ильменита, заме-

Таблица 16

Химические анализы сульфидов из вкрапленных руд (в вес.%)

Элемент	1	2	3
Fe	60,80	30,57	31,46
S	38,50	34,50	36,60
Cu	0,05	34,55	31,89
Co	0,08	0,01	0,07
Ni	0,40	0,14	
Сумма	99,83	99,77	100,02

формулы $Fe_{10}S_{11}$; $CuFeS_2$ (не хватает серы - 0,55%).

1 - пирротин, Копанский массив; 2 - халькопирит, там же;

3 - халькопирит, Маткальский массив.

Аналитик О.А.Алексеева; уд.вес 4,60.

шает титаномagnetит. Пирит находится в тесном срастании с пирротинном, образует вокруг него каемки и заполняет трещинки в нем, местами как бы развивается по пирротину. Изредка наблюдалось замещение пирита (в процессе выветривания) гидроокислами железа с возникновением коломорфных выделений.

Халькопирит имеет подчиненное значение. Встречается в виде редко рассеянных неправильных мелких зерен и эмульсионных выделений в силикатах и рудных минералах, выполняет в них тонкие трещины дробления и распределяется по границам их зерен. В некоторых случаях в редковкрапленных рудах, подвергшихся гидротермальному изменению, встречаются более крупные обособления халькопирита размером до 1-1,5 см, из которых халькопирит был выделен для химического анализа (см. табл.16). Обычна ассоциация халькопирита с пирротинном и пиритом. По-видимому, по времени образования пирит и халькопирит являются близкими. Характерно замещение халькопиритом magnetита в титаномagnetите. Сульфиды являются более поздними по отношению к силикатам и рудным минералам.

Плагиоклаз - один из существенных или главных минералов вкрапленных руд. Содержание его колеблется от 25 до 75%, реже от 7 до 18% в густовкрапленных рудах, близких к сплошным. Обычно он представлен удлинёнными призматическими или таблитчатыми зёрнами различного размера, отличающимися большей степенью идиоморфизма по отношению к пироксену. Состав плагиоклаза отвечает 55-60 An, т.е. почти тот же самый, что и во вмещающем габбро, лишь только в наиболее богатых вкрапленных рудах, отдельных участках рудного оливинового габбро и габбро-пегматита централь-

ной зоны Копанского массива основность его повышается до 60–62 Ап, реже 66 Ап. Причем изменение состава плагиоклаза с глубиной не подмечено. В породах краевых зон массивов, в которых наблюдается повышенное содержание ильменита, основность плагиоклаза иногда снижается до 45–48 Ап, т.е. андезина.

Данные спектрального анализа показали присутствие в плагиоклазе (в %) Mn, Sc (тысячные), Cu, Ti, Ba (сотые) и Sr (десятые); плагиоклаз из вмещающего габбро содержит (в %) Mn, Sc, Ti, Sr в тех же количествах, Cu (тысячные) и Ba (десятые).

В пределах центральной зоны Копанского массива плагиоклаз в слабой степени затронут вторичными процессами. Наиболее измененными являются плагиоклазы в породах краевых зон массива под влиянием поздних процессов, связанных с гранитами. Эти процессы вызывают интенсивную сосюритизацию плагиоклаза; характерно развитие вторичного бледно-зеленого или синевато-зеленого амфибола по трещинкам и краям зерен плагиоклаза, в виде каемок на границе их с рудными минералами. Развитие вторичных минералов часто связано с образованием альбита с широкими двойниковыми полосками, как у основного плагиоклаза, что указывает на явление полно прошедшей альбитизации.

Пироксен – второй из главных минералов вкрапленных руд – представлен таблитчатыми, нередко изометричными зернами, наблюдаются зерна пироксена с неправильными угловатыми контурами, подчиненными межзерновым пространствам идиоморфных табличек плагиоклаза. Количество пироксена в рудах колеблется от 15–20 до 60%, реже пироксен составляет всего лишь 5–7% объема их. В шлифах имеет слабый буроватый оттенок, тонкие трещинки спайности по (110) и (001), а также трещинки отдельности по (100). К ним обычно приурочены мельчайшие частицы рудного вещества.

В ряде образцов при больших увеличениях наблюдается более сложное строение зерен пироксена, которое обусловлено наличием системы тонких параллельных пластинок, ориентированных по (100), внешне напоминающих полисинтетические двойники, но в действительности представляющие собой закономерные вростки, вероятно, гиперстена. Они отличаются от окружающего пироксена своим рельефом и косым угасанием 8–9°. Кроме отмеченных тонких выделений в пироксене встречаются единичные, довольно крупные, включения ромбического пироксена.

Оптические константы пироксена довольно постоянны: $2V = 52–56^\circ$, $c : Ng - 41–43^\circ$. Химический состав (в %) (аналитик В.А. Молева): $SiO_2 - 50,48$; $TiO_2 - 0,73$, $Al_2O_3 - 2,40$; $Fe_2O_3 - 2,50$; $FeO - 9,74$; $MnO - 0,28$; $MgO - 15,32$; $CaO - 18,30$; $Na_2O - 0,41$; $K_2O - 0,038$; $H_2O - 0,10$; сумма 100,29. Уд.вес – 3,36.

Кристаллохимическая формула: $(Na_{0,03}Ca_{0,73})_{0,76}(Mn_{0,01}Mg_{0,25} \times Fe_{0,30}^{2+}Ti_{0,02}Fe_{0,07}^{3+})_{1,25}O_6 (Si_{1,88}Al_{0,11})_{2}O_6$. Спектральным анализом установлены следующие элементы примеси (в %): P(с 0,1),

V, Cr, Zr, Sr (сотые), Sc, Ga, Co, Ni, Zr (тысячные), Ge (десятые и тысячные). По оптическим свойствам и химическому составу пироксен отвечает авгиту и является очень близким к пироксенам из вмещающего габбро.

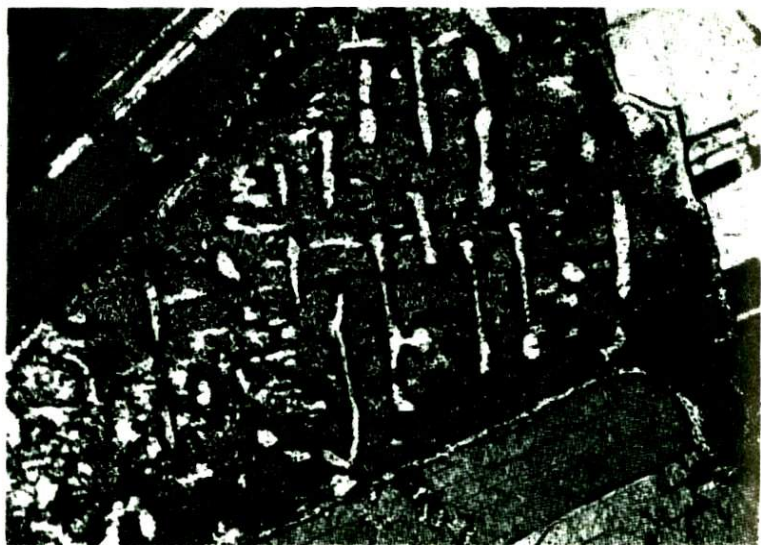
В мелкозернистом рудном габбро краевых зон массивов, крупнозернистых пегматоидных разностях и оливиновом габбро встречаются единичные зерна пойкилитового пироксена размером до 1–2,5 см с включениями идиоморфных табличек плагиоклаза. В центральных частях массивов, вблизи нахождения рудных залежей, пироксен в пегматоидном и оливиновом габбро часто содержит многочисленные включения мелких кристаллов титаномагнетита.

Пироксен в различной степени подвержен замещению вторичными роговыми обманками. В одних случаях этот процесс наблюдается только с краев и по трещинкам, а в других – от пироксена остаются отдельные реликты до образования полных псевдоморфоз в гидротермально измененных породах.

Ромбический пироксен встречается в переменном количестве от единичных зерен до 6–7% (иногда более) преимущественно в мелкозернистом габбро краевых зон массивов. Наблюдается в виде табличек и ксеноморфных зерен в интерстициях между кристаллами плагиоклаза и моноклинного пироксена. В рудном оливиновом габбро и габбро-пегматите, непосредственно соприкасающимися с массивными залежами титаномагнетита, распространены крупные зерна ромбического пироксена размером до 1,5–2,5 см, в которых включены идиоморфные кристаллы плагиоклаза, рудных минералов, иногда оливина.

В шлифах слабо окрашен в розовато-кремовый цвет с заметным плеохроизмом. Оптические константы: $2V = -(58-62^\circ)$, угасание близкое к прямому ($n:Ng = 5-6^\circ$), двупреломление низкое. В некоторых сечениях наблюдается тонкое полисинтетическое строение, заметное по различной интенсивности серой окраски. По оптическим свойствам относится к гиперстену.

В ромбическом пироксене встречаются включения мелких зерен моноклинного пироксена. Таким образом, устанавливаются обратные соотношения между включениями одного или другого минерала. Характерны своеобразные графические прорастания гиперстена моноклинным пироксеном в лейкократовом габбро-норите с вкрапленностью рудных минералов, главным образом ильменита в ассоциации с апатитом, западной зоны Копанского массива. Эти включения имеют различную форму и ориентировку. Они представлены тонкими пластинками и более широкими продольными выделениями, образующими обычно две системы полосок, ориентированных под прямым углом друг к другу (фиг. 51). Причем часто преобладают пластинки одного из направлений. В некоторых случаях получили развитие продолговатые, несколько изометричные и неправильные выделения, одновременно и косо гаснущие по отношению трещин спайности вмещающего пироксена. Эти менее правильные выделения, вероятно,



Фиг.51. Закономерное выделение моноклиного пироксена в ромбическом. Прозр. шлиф. Увел. 70, николи скрещены



Фиг.52. Каемка тонкозернистого граната на контакте рудных зерен с плагиоклазом. Увел. 46, без анализатора

представляют продольные срезы пластинок, отвечающие третьему направлению закономерных вростков. Возникновение таких своеобразных вростков может быть вызвано явлением распада твердых растворов, процессом замещения или скорее всего одновременной кристаллизацией обоих пироксенов.

Из других пироксенов в рудном габбро (в виде примеси) встречаются клиноэнстатит, пижонит и диопсид, образующий иногда каемки на контакте зерен рудного минерала и авгита.

Роговые обманки представлены теми же разновидностями, что и во вмещающем габбро. Они в основном тесно связаны с выделениями пироксена, часто замещают его. В рудном габбро приобретает большое значение ярко-бурая роговая обманка (до 3%), являющаяся по времени образования более ранней. Крупные самостоятельные ее выделения обычно находятся в ассоциации с рудными минералами. Кроме того, она развивается по краям зерен пироксена, образует мелкие закономерные вростки вдоль плоскостей (100) и (001). Отчетливо плеохроирует от темно-красновато-бурого по Ng до светло-желтого по Np; $N_g - N_p = 0,030$; $2V = -83^\circ$; $c:N_g = 6-8^\circ$. Химическим анализом установлено присутствие двуокиси титана в количестве 4%. По оптическим свойствам и содержанию титана ярко-бурая роговая обманка близка к керсутиту. Более поздние роговые обманки замещают магнетит в зернах титаномагнетита.

Гранат является типичным минералом густовкрапленных руд центральной зоны Копанского массива. Он образует очень четкие каемки, строго окаймляющие зерна плагиоклаза по границе с рудными минералами, повторяя все изгибы последних (фиг.52). Причем, никогда не наблюдалось непосредственного соприкосновения граната с рудными минералами. Их всегда разделяет более тонкая оторочка хлорита. Каемки граната исключительно приурочены только к плагиоклазу и отсутствуют на границе пироксена и рудных минералов. В рудах, близких и сплошным, иногда наблюдалось почти полное замещение плагиоклаза гранатом с сохранением лишь отдельных реликтов. Вероятно, гранат является результатом взаимодействия вещества плагиоклаза с рудными компонентами в процессе рудоотложения.

В шлифах имеет буроватый цвет; каемки граната обнаруживают зернистое строение только при больших увеличениях. Очень редко, наряду с каемками, гранат встречается в виде более крупных зерен, имеющих розоватый цвет, включенных также в плагиоклаз. Интересно отметить, что гранат во вкрапленных рудах Маткальского массива очень редок, так же как и в других зонах Копанского массива.

Биотит присутствует в переменном количестве. Максимальное его содержание (до нескольких процентов) наблюдается в гидротермально измененном габбро краевых зон массивов, особенно вблизи контакта с жильными гранитами. Встречается в виде пластинок или чешуек в интерстициях главных породообразующих минералов. Часто совместно с вторичными роговыми обманками замещает ве-

щество магнетита в титаномагнетите, распределяясь в промежутках между пластинками ильменита.

Кварц получил развитие в рудном габбро восточной и западной зон массива в связи с проявлением более позднего гидротермального метаморфизма. Представляет непостоянную примесь породы, но в отдельных участках содержание его достигает до 2-5%. Кварц в виде мелких зерен заполняет промежутки между измененными плагиоклазом и пироксеном.

Титанит встречается в виде тонкозернистого агрегата, образующего оторочки вокруг ильменита, замещает пластинки ильменита в титаномагнетите. Возникновение вторичного титанита за счет ильменита, очевидно, тесно связано с процессом изменения габбро под влиянием поздних растворов гранитной магмы, вызвавших соссюритизацию и амфиболитизацию пород, а также частично и отложение сульфидов. Этим же процессом обусловлено появление турмалина в виде единичных кристаллов в рудном габбро восточной и западной зон массива.

Количественные соотношения рудных минералов и силикатов

Рассмотрение количественных и возрастных соотношений рудных и нерудных минералов вкрапленных руд представляет интерес с точки зрения их генезиса. Вкрапленные руды Копанского массива представлены мезократовыми и меланократовыми габбро, из которых первые преобладают. Краевые зоны массива сложены в основном мезократовыми рудными габбро; в центральной зоне, где наблюдается максимальная концентрация рудных минералов в главной рудной пачке (висячем боку третьей рудной залежи), наряду с мезократовыми характерны меланократовые разности габбро. В Маткальском массиве среди преобладающих вкрапленных руд мезократового состава иногда встречаются лейкократовые их разности.

Количественные отношения между пироксеном и плагиоклазом во вкрапленных рудах Копанского массива могут быть весьма различными. В восточной и западной зонах массива содержание плагиоклаза в большинстве случаев выше пироксена; в центральной части также сохраняется преобладающая роль плагиоклаза, но, вместе с тем, получают большее развитие (по сравнению с краевыми зонами) разновидности габбро, в которых пироксен и плагиоклаз встречаются примерно в равных соотношениях или с явным преобладанием пироксена.

Количественные отношения между рудными минералами, пироксеном и плагиоклазом варьируют в широких пределах (табл. 17). Но в некоторых случаях наблюдается обратная зависимость между содержанием пироксена и рудных минералов. Эта зависимость отчетливо выражена во вкрапленных рудах висячего бока главной рудной зоны Маткальского массива, представленных габбро тонко- и мел-

Таблица 17

Данные количественно-минералогического подсчета (в об.%) типичных образцов рудного габбро центральной зоны Копанского массива

№№ п/п	Плагиоклаз	Пироксен	Рудные минералы	Бурая рого- вая обманка
1	32,0	31,4	36,0	0,5
2	43,4	39,3	15,7	0,8
3	47,5	28,1	24,4	-
4	30,3	44,1	25,6	-
5	45,9	33,0	21,1	-
6	35,8	42,8	21,4	-
7	41,5	40,3	18,2	-
8	27,2	38,2	32,9	1,7
9	52,0	25,4	22,1	0,5
10	43,4	23,8	31,0	1,8
11	55,7	20,4	23,0	0,9
12	26,6	56,6	16,8	-
13	39,1	37,5	22,4	1,0
14	15,7	28,6	48,5	2,6
15	25,3	27,1	47,6	-
16	40,9	5,0	51,8	2,3
17	36,6	20,7	41,0	1,7
18	42,8	35,6	31,4	0,1

козернистого сложения (размер зерен составляющих компонентов не превышает 3-4 мм). На основании количественно-минералогических подсчетов установлено, что количество плагиоклаза в рудах является сравнительно постоянным (в среднем 55%), в то время как содержание пироксена подвержено значительным колебаниям от 6 до 44%, в среднем составляет 26%, т.е. вдвое меньше, чем полевого шпата. Содержание рудных минералов изменяется в тех же пределах, что и пироксена. При этом наблюдается обратная зависимость между содержанием пироксена и рудных минералов - с увеличением количества рудных минералов содержание пироксена закономерно уменьшается (табл. 18).

При микроскопическом исследовании вкрапленных руд особое внимание обращалось на форму выделения рудных минералов и взаимоотношение их с силикатами. Так в рудном габбро с содержанием рудных минералов от 12 до 20% титаномagnetит и ильменит большей частью ксеноморфны по отношению к силикатам, располагаются в промежутках между их зернами, образуя многочисленные затеки в силикаты (фиг.53). В результате некоторые зерна плагиоклаза

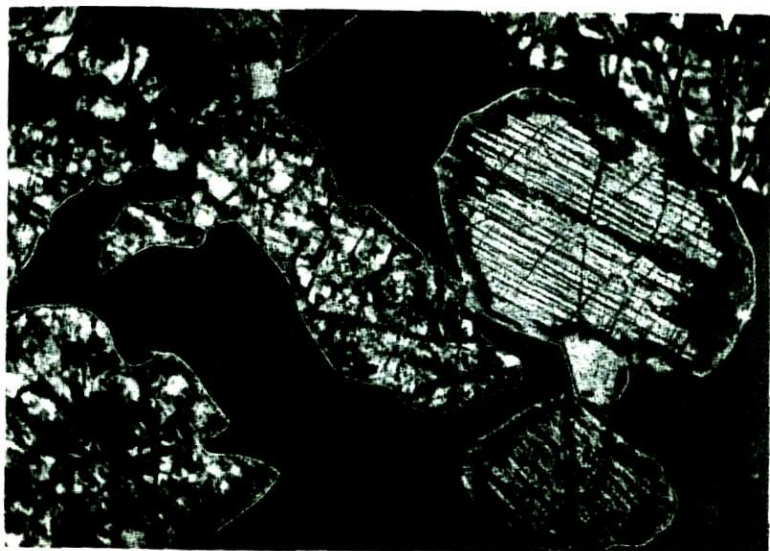
Таблица 18

Количественно-минералогический состав (об.%) мелкозернистого рудного габбро (висячий бок главной рудной зоны), Маткальский массив

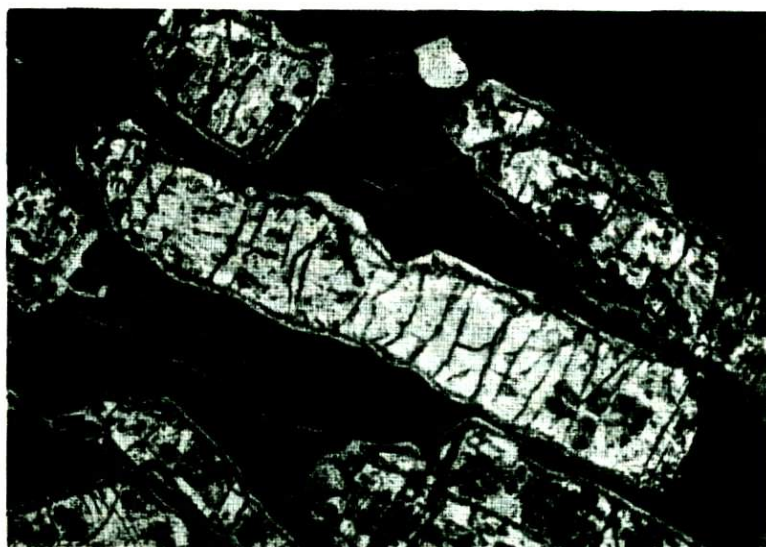
№№ п/п	№№ шлифов	Глубина, м	Плагио- клаз	Пироксен	Рудные минералы	Апатит
1	139	176,90	57,26	30,99	11,74	0,01
2	140	180,00	58,82	27,46	13,72	-
3	142	183,70	59,10	31,29	9,61	-
4	143	188,00	56,58	29,30	14,12	-
5	144	193,60	61,78	27,68	11,54	-
6	145	196,30	48,34	16,51	34,26	0,89
7	146	199,20	60,67	25,99	13,34	-
8	147	201,00	55,75	30,43	13,82	-
9	148	204,30	55,37	27,28	17,35	-
10	149	205,00	47,68	35,62	16,70	-
11	150	209,00	53,85	32,78	13,37	-
12	151	213,20	54,92	30,79	14,25	0,04
13	154	218,80	53,84	29,80	16,36	-
14	156	224,00	50,52	33,27	16,21	-
15	157	228,00	49,95	23,72	26,33	-
16	158	229,50	56,29	29,88	13,83	-
17	159	233,60	47,96	13,88	38,16	-
18	161	237,20	46,75	13,30	39,95	-
19	162	239,70	45,87	6,82	47,23	0,08
20	165	243,30	50,34	8,82	40,84	-
21	166	243,90	55,61	8,68	35,71	-

и пироксена частично или полностью соприкасаются с рудным материалом; при этом нередко рудные минералы образуют сравнительно узкую каемку по границе зерен силикатов, которая сливается с более крупными обособлениями рудных минералов, выполняющими межзерновые пространства силикатов. Интересно наличие тонких и коротких быстро выклинивающихся втеков и небольших ответвлений в края зерен пироксена и плагиоклаза. Границы зерен между рудными минералами и силикатами часто неровные с признаками коррозии. По границам зерен силикатов и рудных минералов нередко развивается тонкая хлоритовая или амфиболовая каемка, значительно более широкая около зерен пироксена и более узкая у табличек плагиоклаза.

С увеличением количества рудных минералов до 20–35% они образуют агрегатные скопления зерен в виде отдельных обособлений с неровными очертаниями в результате проникновения рудного вещества по границам зерен, трещинкам спайности и двойниковым швам нерудных минералов (фиг. 54). Последние в габбро с густой рудной вкрапленностью часто заключены в цементирующую их рудную массу с возникновением типичных сидеронитовых структур, местами отчетливо выражены коррозионные границы.



Фиг.53. Проникновение рудных минералов по границам зерен плагиоклаза и пироксена с образованием втеков в края зерен плагиоклаза; Маткальский массив. Прозр. шлиф. Увел.30, без анализатора



Фиг.54. Раздвигание табличек плагиоклаза и цементация их рудными минералами с возникновением сидеронитовой структуры; Маткальский массив. Прозр. шлиф. Увел.30, без анализатора



Фиг.55. Реликты плагиоклаза с одинаковой оптической ориентировкой среди рудных минералов; Копанский массив, Увел.46, николи скрещены

Во вкрапленных рудах с максимальным количеством рудных минералов свыше 35% наибольшим распространением пользуется плагиоклаз в виде то узких, то сравнительно широких табличек призматического облика, часто разобшенных рудными минералами, образующими основной фон. При этом они в большинстве случаев утрачивают свои правильные очертания в результате явления коррозии, обусловленной более поздним выделением рудных минералов; контуры табличек плагиоклаза становятся извилистыми с многочисленными углублениями. Иногда соотношения между плагиоклазом и рудными компонентами свидетельствуют о явном замещении зерен плагиоклаза рудным минералом. Этот факт подтверждается наличием отдельных разрозненных участков плагиоклаза с одинаковой оптической ориентировкой двойниковых полосок, представляющих собой реликты одного крупного зерна (фиг.55).

Пироксен в рудах, близких к сплошным, встречается реже. Таблитчатые зерна пироксена, окруженные рудными минералами, имеют округлые контуры с неровными коррозионными очертаниями. При этом пироксен замещается амфиболом и хлоритом. Характерно наличие в рудных минералах "каплеобразных" включений силикатов, представленных амфиболлизированным пироксеном, сосюритизированным плагиоклазом, биотитом, хлоритом.

Приведенные данные указывают на более позднее образование рудных минералов по отношению к силикатам. В густовкрапленных рудах имеет место разъедание, растворение и замещение ранее выделившихся зерен пироксена и плагиоклаза рудным веществом.

Химический состав вкрапленных руд и распределение элементов-примесей в титаномагнетите

Вкрапленные руды имеют непостоянный химический состав, обусловленный прежде всего различным содержанием рудных минералов и силикатов, а также разным количеством ильменита и титаномагнетита. С увеличением содержания титаномагнетита в ильменит-титаномагнетитовых рудах (ильменит в которых не превышает 5 об.%) наблюдается возрастание количества двуокиси титана (обр. 1-4, табл.19). Наиболее обогащенные разности рудными минералами имеют состав, близкий к сплошным рудам (обр. 5-6).

В титаномагнетит-ильменитовых рудах с содержанием рудных минералов от 12 до 20% (большая часть которых приходится на долю обособленных зерен ильменита) количество TiO_2 составляет 6-7%.

В связи с особенностями вещественного состава руд содержание окислов железа варьирует в широких пределах. Значительному колебанию также подвержено количество кремнезема - от максимального содержания в редковкрапленных рудах до минимального - в густовкрапленных. Наличие P_2O_5 и серы в рудах связано с апатитом и сульфидами.

По химическому составу Н.Н.Кусковым (1961) вмещающие породы и руды подразделяются на два комплекса: ильменитовый и титаномагнетитовый. При этом для характеристики комплексов применяются коэффициенты основности $\frac{CaO+MgO+Fe}{SiO_2}$, титанистости $\frac{TiO_2}{Fe}$, щелочности $\frac{K_2O+Na_2O}{SiO_2+Al_2O_3}$. К ильменитовому комплексу относятся

породы, в которых основность ниже титанистости, а к титаномагнетитовому - породы с обратным соотношением этих коэффициентов. Породы ильменитового комплекса имеют большую щелочность,

пониженную железистость $\frac{Fe_{вал}}{SiO_2}$ и приближаются по составу к лейкократовым разностям габбро. Устанавливается генетическая

связь ильменитовых руд с ильменитовым комплексом, а ильменит-титаномагнетитовых и титаномагнетитовых руд с титаномагнетитовым комплексом. Последние два типа руд по содержанию обособленных зерен ильменита являются близкими, различие лишь сказывается в увеличении содержания титаномагнетита, поэтому они объединены нами в один ильменит-титаномагнетитовый тип.

Детальное изучение распределения титана и элементов-примесей (ванадия и хрома) в титаномагнетитах Копанского массива проводилось В.Г.Фоминых на одном из разрезов центральной рудной зоны, вскрывающего ксенолиты кальцифира, окруженные комплексом различных контактовых пород. Породы в пределах профиля в большинстве случаев амфиболлизированы и сосюритизированы, в меньшей степени встречаются слабо измененные разности габбро.

Таблица 19

Химические анализы вкрапленных руд (в вес.%)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	35,50	28,14	30,64	23,84	10,45	10,40	43,38
TiO ₂	4,91	6,43	6,76	8,74	14,01	14,86	6,66
Al ₂ O ₃	13,16	13,24	11,87	9,70	8,50	4,67	13,70
Fe ₂ O ₃	13,81	18,15	16,46	19,69	28,54	29,32	3,05
FeO	15,27	18,26	17,40	23,44	30,14	29,19	11,59
MnO	0,21	0,22	0,22	0,27	0,29	0,21	0,24
MgO	5,51	5,02	5,07	4,86	2,52	4,25	5,92
CaO	9,36	8,06	8,32	6,50	1,66	3,37	10,53
Na ₂ O	1,94	1,58	1,58	1,27	0,77	0,45	2,82
K ₂ O	0,17	0,17	0,23	0,17	0,32	0,38	0,40
H ₂ O ⁻	-	-	0,11	-	0,02	-	0,17
H ₂ O ⁺	0,63	1,04	0,86	0,69	1,97	1,78	1,74
S	0,44	0,47	-	-	0,44	-	0,14
P ₂ O ₅	0,07	-	0,10	0,04	0,03	-	0,04
V ₂ O ₅	-	-	0,35	0,48	0,59	0,66	0,10
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	0,09	0,02
Сумма	100,98	100,78	99,97	99,69	100,28	99,63	100,50
Аналитик	Е.Д.Кузнецова		Д.А.Пчелищев		И.В.Колосова	О.П.Ос- трогор- ская ИГЕМ	В.А.Гар- шина

1-6 - ильменит-титаномагнетитовые вкрапленные руды из центральной зоны, Копанский массив; 7 - титаномагнетит-ильменитовая вкрапленная руда главной зоны, Маткальский массив.

При изучении химического состава титаномагнетита (TiO₂, V₂O₅, Cr₂O₃, Fe) Д.С.Штейнберг и В.Г.Фоминых (1961, 1962) установлена прямая зависимость содержания титана в титаномагнетите от количества рудной вкрапленности. Отмечается, что среднее содержание TiO₂ в титаномагнетите увеличивается от 11% при минимальном содержании вкрапленности этого минерала в габбро до 16% в наиболее богатых (сплошных) рудах.

В продолжение отмеченных выше исследований нами изучено распределение титана, ванадия, хрома, кобальта, никеля, магния, алюминия и марганца по данным количественно-спектрального анализа (аналитик А.Ф.Мартынова, ИГЕМ) в титаномагнетитах различных разновидностей габбро, вкрапленных и сплошных руд, получивших распространение в восточной, центральной и западной зонах Копанского массива (табл. 20). Образцы для исследования выбирались из неизмененных или в незначительной степени затронутых вторичными изменениями разновидностей габбро и вкрапленных руд, являющихся типичными для той или иной полосы, участвующей в строении полосчатого плутона.

Одной из главных задач при постановке этой работы было выявление особенностей распределения титана и элементов-примесей в титаномагнетите из различных зон массива, а также в титаномагнетите - акцессорном и рудообразующем. Содержание TiO_2 в титаномагнетите варьирует в широких пределах от 3 до 13,8%, в отдельных случаях до 14,4-22,3%. Анализ полученных данных показывает, что акцессорный титаномагнетит, главным образом из пород центральной зоны массива, и титаномагнетит из редковкрапленных титаномагнетит-ильменитовых руд краевых зон массивов характеризуются наиболее низким содержанием двуокиси титана (3 - 10%). К этой же группе титаномагнетитов относится титаномагнетит 8% - TiO_2 сплошных титаномагнетит-ильменитовых руд восточной зоны Копанского массива. Наименьшее содержание двуокиси титана чаще наблюдается в титаномагнетите из лейкократового габбро, габбро-пегматита и крупнозернистого пегматоидного габбро. Иногда в титаномагнетите из редковкрапленных руд с повышенным содержанием обособленных зерен ильменита, генетически связанных с габбро-норитами, количество TiO_2 достигает 11,2-11,7% (восточная зона). Максимальное количество титана в титаномагнетите характерно для рудного габбро и сплошного титаномагнетита центральной рудной зоны, а также рудного габбро и небольших шлифовидных выделений сплошного титаномагнетита восточной зоны, в которых титаномагнетит существенно преобладает над ильменитом. В некоторых случаях наблюдается высокое содержание двуокиси титана (14,4%) в рудном мелкозернистом габбро вблизи контакта с роговиками.

При микроскопическом исследовании зерен титаномагнетита с максимальным количеством TiO_2 создается впечатление, что магнетит заключает более густую сеть тончайших выделений ильменита. Интересно отметить, что содержание двуокиси титана в титаномагнетите из габбро-пегматитов является близким содержанию TiO_2 в титаномагнетите габбро, заключающих габбро-пегматиты. Этот факт в какой-то степени свидетельствует о генетической связи отмеченных пород.

Ванадий (V_2O_3) в титаномагнетите из краевых зон массива составляет 0,4-0,9%. Максимальное количество V_2O_3 связано с титаномагнетитом центральной рудной зоны (0,7-1,2%). Из полученных

Таблица 20

Результаты количественно-спектральных анализов титаномагнетитов (вес. %);
аналитик А.Ф.Мартынова ИГЕМ

№ обр.	TiO ₂	V ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Co	Ni	Mg	Al	Mn
Восточная рудная зона								
1	11,76	0,78	0,02	0,015	0,010	0,49	1,04	0,28
2	11,17	0,36	0,07	0,004	0,0025	0,61	0,70	0,37
3	8,34	0,46	0,04	0,003	0,002	0,71	0,74	0,26
4	4,29	0,86	1,46	0,003	0,015	0,70	0,87	0,15
5	8,34	0,57	0,11	0,002	0,003	0,66	0,73	0,28
6	9,34	0,80	0,10	0,004	0,004	0,66	1,00	0,19
7	6,50	0,48	0,57	0,02	0,013	0,55	0,85	0,13
8	9,51	0,57	0,11	0,004	0,002	0,41	0,71	0,38
9	11,51	0,68	0,03	0,0096	0,003	0,41	0,98	0,31
10	12,66	0,68	0,01	0,012	0,012	0,63	1,15	0,23
11	9,01	1,00	0,003	0,008	0,013	0,47	0,88	0,17
12	10,01	0,86	0,05	0,009	0,016	0,83	1,52	0,25
13	8,67	0,86	0,006	0,007	0,013	0,83	1,14	0,22
Центральная рудная зона								
14	4,00	0,89	0,54	0,02	0,024	0,73	0,37	0,31
15	7,84	1,02	0,11	0,01	0,018	0,92	1,13	0,27
16	12,23	1,07	0,01	0,013	0,009	0,58	1,70	0,25
17	11,83	1,03	0,22	0,007	0,027	0,67	0,80	0,29
18	12,23	1,11	0,01	0,016	0,019	0,87	1,44	0,28
19	9,01	1,05	0,29	0,013	0,050	0,87	1,74	0,25
20	8,67	0,75	0,10	0,014	0,001	0,62	1,23	0,19
21	8,79	0,66	0,10	0,015	0,043	1,29	1,89	0,23
22	12,51	1,03	0,22	0,011	0,023	0,71	1,26	0,41
23	3,00	0,71	0,002	0,014	0,02	0,42	0,71	0,11
24	8,17	0,70	0,05	0,0086	0,014	0,52	1,05	0,13
25	6,34	0,89	0,19	0,007	0,023	0,42	1,42	0,11
26	16,68	1,02	0,004	0,0096	0,0063	1	1,45	0,34
27	13,84	0,96	0,02	0,011	0,016	1,18	1,70	0,36
28	22,35	1,21	0,007	0,011	0,019	1,18	1,66	0,45
29	18,85	1,02	0,20	0,010	0,02	1,18	1,76	0,45
30	6,34	1,07	0,04	0,011	0,04	1,43	1,42	0,22
31	3,34	0,68	0,03	0,011	0,042	0,47	0,52	0,15
32	4,67	0,71	0,03	0,008	0,021	0,54	0,48	0,12
33	8,67	1,07	0,02	0,006	0,02	0,39	0,85	0,21
34	5,34	0,89	0,02	0,017	0,066	0,51	0,78	0,18

Таблица 20 (окончание)

№ обр.	TiO ₂	V ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Co	Ni	Mg	Al	Mn
Западная рудная зона								
35	2,29	0,75	0,29	0,005	0,011	0,60	1,10	0,26
36	9,27	0,52	0,15	0,004	0,016	0,57	1,00	0,18
37	7,77	0,75	0,15	0,012	0,010	0,48	1,00	0,22
38	6,50	0,50	0,08	0,009	0,002	1	1,10	0,32
39	7,17	0,36	0,05	0,011	0,002	0,50	1,18	0,37
40	5,00	0,80	0,15	0,010	0,02	0,55	1,07	0,19
41	14,43	0,17	0,15	0,005	0,001	0,67	1,09	0,34
42	7,76	0,34	0,05	0,011	0,001	0,80	1,57	0,30

1 - мелкозернистое мезократовое габбро с вкрапленностью рудных минералов 10-12%; 2 - мелкозернистый мезократовый габбро-норит (12-15%); 3 - мелкозернистое мезократовое габбро (10-12%); 4 - мезократовое среднезернистое габбро (до 15%); 5-6 - мелкозернистое мезократовое габбро (до 12-15%); 7 - крупнозернистое мезократовое габбро пегматоидного облика (до 12%); 8 - мелкозернистое мезократовое габбро (12-15%); 9 - мелкозернистое габбро (до 15-20%); 10 - небольшое шпирообразное выделение сплошной руды в габбро; 11 - среднезернистое мезократовое габбро (до 10-15%); 12-13 - среднезернистое мезократовое габбро; 14 - крупнозернистое мезократовое габбро пегматоидного облика (до 12%); 15 - крупнозернистое мезократовое габбро; 16 - рудное габбро среди основной рудной пачки; 17 - рудное пегматоидное габбро вблизи контакта с рудной залежью; 18 - титаномагнетитовая руда; 19 - крупнозернистое пегматоидное габбро в висячем боку первой рудной залежи; 20 - крупнозернистое мезократовое габбро; 21 - оливниное габбро в висячем боку второй рудной залежи; 22 - неравномернозернистое габбро (до 15%) вблизи рудной залежи; 23 - среднезернистое лейкократовое габбро; 24 - среднезернистое мезократовое габбро; 25 - среднезернистое лейкократовое габбро; 26 - рудное габбро из основной рудной пачки с максимальным содержанием рудных минералов; 27 - рудное габбро основной рудной пачки; 28 - рудное габбро основной рудной пачки в висячем боку третьей рудной залежи; 29 - титаномагнетитовая руда из третьей рудной залежи; 30 - среднезернистое лейкократовое габбро между второй и третьей рудными залежами; 31 - габбро-пегматит; 32 - среднезернистое мезократовое габбро; 33 - среднезернистое лейкократовое габбро в висячем боку полосы рудного габбро; 34 - габбро-пегматит; 35 - габбро-пегматит, обогащенный апатитом и ильменитом; 36 - мелкозернистое мезократовое габбро с апатитом и ильменитом, образующее небольшие полосы в габбро-пегматите; 40 - мелкозернистое меланократовое габбро с апатитом и ильменитом, неоднократно чередующееся с полосами габбро-пегматита; 41 - мелкозернистое меланократовое габбро вблизи контакта с роговиками; 42 - крупнозернистое мезократовое габбро пегматоидного облика с апатитом и ильменитом вблизи контакта с роговиками.

Примечание: образцы габбро (1-11) содержат более 5% обособленных зерен ильменита; в скобках указано содержание рудных минералов в образцах.

данных следует, что вкрапленные титаномагнетит-ильменитовые руды восточной и западной зон массива характеризуются более низким содержанием ванадия по сравнению с ильменит-титаномагнетитовыми рудами центральной зоны. При этом не установлено какой-либо четкой закономерности между содержаниями титана и ванадия. Но в большинстве случаев в титаномагнетите количество V_2O_3 выше 1% наблюдается в рудном габбро основной рудной пачки (висячем боку третьей рудной залежи) и сплошных титаномагнетитовых рудах центральной зоны массива, характеризующихся и более высоким содержанием титана. Наряду с этим в аксессуарном титаномагнетите, из лейкократового габбро центральной зоны массива, количество ванадия достигает до 1%, при значительно меньшем содержании (6,3 и 8,6%) двуокиси титана в нем.

Хром в титаномагнетите наблюдается в различном количестве. При этом не устанавливается какой-либо определенной закономерности в его распределении в той или иной зоне массива. В титаномагнетите мелкозернистого ильменитоносного габбро восточной зоны Cr_2O_3 составляет 0,01-0,11%. В породах и рудах центральной зоны массива содержание хрома в титаномагнетите колеблется в пределах 0,002-0,5%. Титаномагнетит из ильменитоносного мелкозернистого, пегматоидного габбро и габбро-пегматита западной зоны содержит хром в количестве 0,05-0,26%. Причем, так же как и в случае титана, наблюдаются близкие содержания Cr_2O_3 в титаномагнетите из тесно перемежающихся прослоев мелкозернистых и пегматоидных разностей габбро. Из полученных данных очевидно, что количество хрома не зависит от содержания титана.

Кобальт составляет в титаномагнетите незначительную примесь 0,002-0,2%. Количество никеля варьирует в пределах 0,001-0,06%. Наибольшее его содержание наблюдается в титаномагнетите из пегматоидных разностей габбро.

Присутствие Mg, Al и Mn связано с наличием в титаномагнетите шпинели, многочисленных выделений ильменита и тончайших примесей силикатов. Максимальное количество Al в титаномагнетите характерно для сплошных руд, рудного и оливнивого габбро центральной зоны массива. Обычно титаномагнетиты отмеченных пород и руд содержат в значительном количестве шпинель в виде продуктов распада твердого раствора.

Приведенные данные свидетельствуют о непостоянном составе титаномагнетитов в пределах массива, что указывает на некоторое различие условий их формирования.

АПАТИТОНОСНОСТЬ ГАББРОВЫХ МАССИВОВ

Закономерности распределения апатитоносных зон в пределах Копанского и Маткальского массивов

В рудоносных массивах заключено повышенное содержание апатита. Распределение апатита неравномерное и подчинено определенным закономерностям. В габброидах центральной зоны Копанского массива апатит — обычный второстепенный минерал, в то время как в породах краевых зон (восточной и западной) он образует значительные скопления.

К габбровой интрузии с запада непосредственно примыкают различные по составу роговики и кварциты. Среди них наблюдаются полосы (мощностью от десятков сантиметров до 10 м) и более мелкие инъекции основных пород, представленных главным образом тонкозернистым и мелкозернистым габбро, редко — среднезернистым. Все отмеченные разновидности габбро содержат апатит в количестве от 0,3–1,5 до 4–6%.

Апатит наблюдается в виде призматических кристаллов, размерами по оси С до 0,5–1,0 мм, в поперечнике — 0,02–0,5 мм. Реже встречаются более крупные зерна апатита (до 1,2–1,8 мм) с неправильными несколько округленными или угловатыми очертаниями, подчиненными форме межзерновых пространств пироксена и полевого шпата. Кристаллы апатита рассеяны в массе породы или концентрируются группами в ассоциации с рудными минералами, пироксеном и биотитом.

Одна из интересных особенностей — появление на контакте габбро и кварцита узких полосок (от 0,1 до 1 см), богатых апатитом, отчетливо видимых макроскопически. Апатит в них имеет форму ширококостолбчатых и таблитчатых кристаллов; средний размер их составляет 0,3–0,4 мм, при колебании от 0,1 до 1 мм. В кристаллах апатита часты включения округлой или овальной формы амфибола, биотита, хлорита и других минералов, расположенных в большинстве случаев параллельно внешним контурам кристалла.

Наибольшая концентрация апатита приурочена к западной зоне массива. Строение этой зоны, сложенной в основном мелкозернистым габбро, изучено по материалам структурных профилей для двух участков, удаленных один от другого на расстояние около 3 км. На

первом участке (южная часть массива) строение западной зоны осложнено наличием крупных ксенолитов различных по составу роговиков (мощность до 20 м) и кварцитов. Преобладающие полосы мелкозернистого габбро (от нескольких метров до 20 м), неоднократно чередуются с подчиненными полосами среднезернистого и крупнозернистого габбро, роговиками и кварцитами. Все разновидности габбро содержат в том или ином количестве апатит.

В мелкозернистом габбро, большей частью подвергшегося гидротермальному изменению, апатит находится в переменном количестве от 1-2 до 10%, причем содержание его заметно увеличивается в направлении контакта габбро с роговиками и кварцитами. Апатит встречается в виде короткостолбчатых и длиннопризматических кристаллов (от 0,4 до 1 мм, реже - до 1,5-2,0 мм, в поперечнике 0,1-0,2 мм) и зерен угловато-округлой клиновидной формы (0,2-0,9 мм). Кристаллы апатита обычно развиваются по границам зерен пироксена и рудных минералов, глубоко врастая в них. Намечается некоторая зависимость между формой выделения апатита и его содержанием в породе. При незначительном содержании (1-2%) он выделяется в виде неправильных зерен, заполняющих промежутки между плагноклазом и пироксеном; при большем количестве апатит образует главным образом призматические кристаллы.

Среднезернистое габбро в пределах западной зоны в этом участке массива образует несколько полос мощностью 3-10 м, содержание апатита в них колеблется от 2-4 до 10%. Он встречается в виде призматических кристаллов (0,5-1,3 мм по длинной оси, 0,1-0,4 мм - по короткой), ограниченных плоскостями гексагональной призмы и в некоторых случаях - хорошо развитыми плоскостями тупой дилираиды.

По апатитовой минерализации представляет значительный интерес полоса среднезернистого габбро мощностью 10 м, которая наряду с апатитом обогащена ильменитом. Характерна приуроченность этой полосы к крупному ксенолиту кварцита и роговиков. Среднезернистое габбро на контакте с ксенолитом подверглось интенсивному гидротермальному изменению под влиянием более позднего проявления гранитного магматизма. В результате порода почти полностью амфиболитизирована, содержит значительное количество слюды и кварца. Рудные минералы часто имеют отчетливо выраженные коррозионные контуры, обусловленные замещением рудного вещества амфиболом. Апатит более устойчив и лишь в редких случаях (при развитии амфибола) корродирован. Отдельные скопления его отчетливо различаются макроскопически, а в шлифах наблюдается явная связь с темноцветной составной частью породы - ильменитом и вторичным амфиболом. Количество апатита колеблется от нескольких процентов до 20% в наиболее обогащенных участках; средние размеры его кристаллов - 0,4-0,5 мм.

Полосы крупнозернистого и неравномернозернистого габбро мощностью 3-15 м имеют подчиненное значение среди пород западной зоны этого участка. Содержание апатита в них колеблется от един-

ичных зерен до 0,2–0,4%. Заслуживает внимания по концентрации патита лишь полоса крупнозернистого амфиболизированного габбро мощностью до 6 м, зажатая между полосами роговика. Наряду с начительным содержанием рудных минералов (титаномагнетит, льменит, сульфиды) в породе наблюдается апатит в количестве до 0–12%. Последний образует скопления гексагональных и широко-толбчатых кристаллов (0,2–1,2 мм), приуроченных к рудным минералам и заключенных в массу амфибола.

Таким образом, на основании изучения апатитовой минерализации первого участка западной зоны намечается определенное увеличение содержания апатита в полосах габбро, находящихся в непосредственном контакте с ксенолитами роговиков и кварцитов.

Второй участок западной зоны Копанского массива, расположенный севернее, имеет более существенное значение по концентрации патита по сравнению с первым. Здесь широко распространены пегматоидные разности габбро и габбро-пегматиты; в подчиненном количестве находится мелкозернистое габбро.

Пегматоидные габбро и габбро-пегматиты содержат апатит – от нескольких процентов до 20%, в среднем около 10%. Распределение патита в породах неравномерное, часто в виде отдельных групп кристаллов в ассоциации с рудными минералами и пироксенами. При том пегматоидные разности габбро включают обособленные зерна льменита в повышенном количестве (более 5 об.%).

Апатит образует различные, главным образом призматические, кристаллы размером от 0,2 – 8,0 мм иногда до 1,2 см, которые в большинстве случаев тесно сростаются или глубоко врастают в зерна рудных минералов и пироксена. В апатите характерны включения силикатов, часто ориентированные параллельно его внешним контурам. Иногда в процессе роста его кристаллов полностью или частично захватываются пироксен, плагиоклаз и целые участки вмещающей породы.

Мелкозернистое габбро в этом участке массива образует единичные полосы мощностью до 8 м, но чаще наблюдается в виде мелких включений (до 10–25 см) в пегматоидном габбро и габбро-пегматите. И крупные полосы, и незначительные выделения мелкозернистого меланократового габбро содержат апатит в количестве от 5–8%, местами до 15–20%.

В основной массе мелкозернистого габбро, содержащего рассеянную вкрапленность рудных минералов (до 12–15%), апатит распределен довольно равномерно в виде кристаллов призматического блика (0,2–0,6 мм); реже наблюдаются отдельные скопления кристаллов апатита и ильменита, приуроченные к рудным минералам и пироксену (фиг.56).

Таким образом, все разновидности габбро данного участка содержат повышенное количество апатита, что позволяет выделить собственно апатитоносную зону в краевой части западной зоны массива. Эта зона мощностью до 100 м выдержана по падению на расстоянии около 350 м, а возможно и более. По простиранию она



Фиг. 56. Кристаллы апатита, приуроченные к рудным минералам и пироксену в мелкозернистом габбро. Увел. 20, без анализатора

полностью не прослежена, но, принимая во внимание псевдостратифицированное строение магматического plutона и протяженность отдельных полос на большие расстояния, а также мощность самой апатитоносной зоны, можно предположить, что протяженность ее значительна. К северу примерно в 6 км от второго участка, среди мелкозернистого габбро западной зоны встречается лейкократовое крупнозернистое габбро пегматоидного облика с апатитом (до 5-6%) и ильменитом (свыше 5%), слагающее крупную полосу мощностью до 30 м. При маршрутных пересечениях западной зоны апатитоносные породы обнаружены и на других участках.

В отношении апатитовой минерализации следующей по значимости является восточная зона Копанского массива, которая, как и западная, имеет неоднородное полосчатое строение. Характеристика ее дается по материалам северного структурного профиля. Непосредственно с востока к массиву примыкают крупные тела кварцевого диорита; широкое развитие здесь получили также различные по составу жильные граниты. В приконтактной зоне габбро слагает мощные полосы (до 100 м) среди кварцевых диоритов. Они представлены главным образом мелкозернистым габбро с подчиненным развитием средне- и крупнозернистых разновидностей. Породы подверглись сильному гидротермальному изменению и местами расщеплению. Габбро полностью амфиболитизировано и сосюритизировано с образованием более позднего и кислого по составу плагиоклаза, слюды и кварца; в некоторых разностях много бурой роговой обманки.

В совокупности все полосы приконтактового габбро содержат апатит в количестве от 2–4 до 12% (в среднем 5–6%) в виде призматических кристаллов, ограниченных плоскостями гексагональной призмы с частичным развитием граней дипирамиды. Кристаллы апатита приурочены в основном к темноцветным минералам – рудным и вторичной роговой обманке, нередко включены в бурую роговую обманку и биотит. Размеры кристаллов 0,1–0,6 мм, в полосах крупнозернистого габбро иногда до 1–1,2 мм и более.

В кварцевом диорите, непосредственно окаймляющим габбровый массив, апатит присутствует постоянно в количестве 1–2%, реже 4–5%. Он наблюдается в виде мелких призматических кристалликов в ассоциации с роговой обманкой и рудными минералами.

Сама восточная зона на всем протяжении Копанского массива представлена главным образом мелкозернистым габбро с незначительным развитием полос среднезернистого и крупнозернистого (пегматоидного) габбро. Наибольшее содержание апатита в восточной зоне приурочено к мелкозернистому габбро всяческого бока и резко снижается по направлению к центральной зоне массива.

Мелкозернистое габбро образует крупные полосы (мощностью до 40 м), прослеживающиеся по простиранию на большие расстояния. В основном это очень однородные по структуре и минеральному составу породы, местами с пойкилитовым ромбическим пироксеном и повышенным содержанием ильменита. Количество апатита колеблется (от 5 до 12%), в среднем оно составляет 6%. Апатит концентрируется в виде отдельных скоплений около рудных минералов, амфиболизированных пироксенов, роговой обманки и слюды.

В восточной зоне наблюдаются отдельные полосы габбро–норита мощностью до 20 м, содержащего в значительном количестве гиперстен, апатит и рудные минералы, главным образом ильменит. Апатит встречается в виде призматических кристалликов (0,1–1,5 мм), располагающихся на границах зерен ромбического и моноклинного пироксенов, а также рудных минералов, иногда образующих своеобразные окаймляющие цепочки или включения в гиперстене и ильмените. Содержание апатита в габбро–норите достигает 5–6%. Среднезернистое габбро восточной зоны слагает отдельные полосы различной мощности (от 2–3 до 15 м). Апатит в них составляет 4–12%, в среднем 7%; образует кристаллы призматического облика, иногда ограниченные частично развитыми плоскостями дипирамиды. Единичные полосы крупнозернистого габбро (мощностью до нескольких метров) содержат апатит от 1–2% до 5–6% в виде таблитчатых кристаллов и ксеноморфных зерен (0,4–4,0 мм), тесно ассоциирующихся с рудными минералами.

Общая мощность полос, обогащенных апатитом, в этом участке массива около 70 м. В пределах южного участка в основании восточной зоны наблюдается крупное пластообразное тело пегматоидного габбро и габбро–пегматита мощностью до 15 м, прослеживающееся по падению на расстояние около 0,9 км. Апатит концентрируется в породах неравномерно – от нескольких процентов до 12–

15% (по макроскопической оценке) - в виде крупных таблитчатых и ксеноморфных зерен (от 0,5 мм до 1 см), часто срastaющихся с титаномагнетитом, пироксеном и выполняющих межзерновые пространства плагиоклаза и моноклинного пироксена, слабо затронутых вторичными процессами.

В Маткальском массиве апатитовая минерализация выявлена в восточной и западной его зонах (см. фиг.3). В пределах восточной зоны юго-западной части массива апатитовая минерализация приурочена к измененному лейкократовому крупнозернистому давленному и рассланцованному габбро, слагающему крупные полосы до 25-35 м в высоту и лежащем боку зоны. Апатитоносные породы в этой части массива полностью амфиболлизированы, хлоритизированы и соскюритизированы. Титаномагнетит замещен лейкоксеном и силикатами, апатит и ильменит при этом процессе изменяются незначительно.

Таким образом, для восточной зоны характерны редковкрапленные апатит-ильменитовые руды. Распределение апатита в породах неравномерное в виде отдельных скоплений и вытянутых линзовиднополосчатых обособлений согласно со сланцеватостью породы. Количество апатита колеблется от нескольких зерен до 20об.%, а иногда и более - в отдельных обогащенных участках породы.

Апатит наблюдается в виде призматических кристаллов размером 3-5 мм, иногда до 1-1,5 см; они часто пересечены многочисленными трещинками катаклаза, выполненными хлоритом, кальцитом, кварцем. В западной зоне апатитовая минерализация отмечается в высоту боку. Здесь апатитоносным является мелкозернистое амфиболлизированное и соскюритизированное габбро, образующее две полосы мощностью до 10-20 м. Кристаллы апатита обычно концентрируются группами в интерстициях силикатов совместно с ильменитом.

Таким образом, на западном склоне Южного Урала в районе развития основных пород, как и в других районах Советского Союза (Богатиков, Лебедев, 1964, 1965; Богатиков, 1968), наблюдается генетическая связь апатитовой минерализации с породами габбрового комплекса. В пределах габбровых массивов установлена определенная приуроченность выделений апатита к краевым их частям (западная и восточная зоны). Намечается увеличение содержания апатита в полосах габбро, находящихся в контакте с ксенолитами осадочно-метаморфизованных пород. Размер кристаллов и зерен апатита находится в соответствии с различными структурными разновидностями габбро.

В мелкозернистом габбро, обогащенном апатитом, преобладают призматические кристаллы различного габитуса; крупные таблитчатые кристаллы и ксеноморфные зерна характерны для пегматоидных разновидностей.

Выявляется определенная связь апатитовой минерализации с темноветной составной частью пород и особенно рудными минералами титаномагнетитом и ильменитом. Наблюдаемые соотношения между

Таблица 21

Химические анализы апатитов из пород Копанского массива (вес.%),
аналитик З.В.Васильева

Компоненты	1	2	3	4
P_2O_5	42,17	41,80	41,61	41,31
SiO_2	Не обн.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
SO_3	0,08	То же	То же	То же
CO_2	Нет	"	"	"
CaO	55,15	54,87	55,30	54,34
SrO	0,20	0,14	0,20	0,13
MnO	Следы	Следы	0,05	Не опр.
MgO	Нет	Не опр.	Не опр.	0,27
TR_2O_3	0,25	0,25	0,35	0,59
Fe_2O_3	Не обн.			
Al_2O_3	То же	0,39	0,34	0,50
K_2O	"	Не опр.	0,02	Не опр.
Na_2O	"	Следы	0,17	То же
H_2O	0,38	0,22	0,24	0,55
F	2,50	3,13	3,18	2,08
Cl	0,25	0,25	0,08	1,18
Нерастворимый осадок	Нет	-	0,14	0,30
Сумма	100,98	101,05	101,54	101,25
-O= (F, Cl) ₂	-1,05	-1,31	-1,33	-1,12
Сумма	99,93	99,74	100,21	100,13
Уд.вес	3,223	3,105	3,163	

1 - из габбро-пегматита центральной зоны массива; 2 - из лей-кократового габбро центральной зоны; 3 - из мелкозернистого габбро Западной зоны; 4 - из рудного габбро западной зоны.

ними свидетельствуют о более позднем выделении апатита по отношению к силикатам и близко одновременном образовании с рудными минералами.

По химическому составу исследованные апатиты, как и большинство апатитов из других районов развития основных пород, относятся к фтор-гидроксилсодержащей разновидности с незначительным содержанием редких земель (табл. 21).

Апатит из габброидов Южного Урала не может быть самостоятельным объектом промышленного освоения. Но, учитывая крупный размер выделений апатита, значительную мощность апатитоносных зон, тесную ассоциацию с ильменитом, а также довольно хорошую обогатимость этих минералов, можно поставить вопрос о комплексном извлечении из пород красных зон массивов апатита и ильменита. В первую очередь это относится к наиболее изученному Копанскому массиву. Данные по распределению апатита и ильменита в пределах зон приведены ранее в табл. 11 и 12.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ПОЛОСЧАТОСТИ ГАББРОВЫХ МАССИВОВ И ГЕНЕЗИСЕ ТИТАНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

В отечественной литературе вопросы происхождения полосчатости детально рассмотрены в работах А.А.Полжанова (1954), Н.А.Елисеева (1953), С.И.Зака (1959), А.И.Богачева и соавторов (1963). Эти исследователи объясняли возникновение расслоенных плутонов Кольского полуострова и Карелии в основном гравитационно-кинетическим процессом кристаллизационной дифференциации, приводящим к перераспределению и аккумуляции твердых кристаллических фаз в движущихся магматических расплавах.

При рассмотрении происхождения полосчатости габбро Урала, на примере Денежкина Камня, Ф.Ю.Левинсон-Лессинг (1900) считал основной причиной разнообразия пород ликвацию базальтовой магмы на две несмешивающие жидкости. О.А.Воробьева (1963) возникновение полосчатости связывает также с наличием дифференциации по кинетически-ликвационному принципу. И.И.Мальшев (1957) на том же примере Денежкина Камня отрицает трактовку генезиса полосчатости Ф.Ю.Левинсона-Лессинга, объясняя образование полосчатых габбро кристаллизацией магмы в процессе движения при наличии многократных тектонических подвижек.

Происхождение полосчатой текстуры габбро в результате движения в магме во время ее кристаллизации отмечалось А.Н.Заварицким (1926). Расслоенность Кусинско-Копанского интрузива Южного Урала А.В.Лэк (1936) объясняет одновременным внедрением магмы основного состава при незначительном различии температур ее кристаллизации.

За последнее время в литературе появился целый ряд работ, касающихся особенностей дифференциации пород основного состава, в которых неоднократно затрагиваются и вопросы происхождения полосчатости таких пород. Наиболее важными и детальными исследованиями в этой области являются работы Л.Уэйджера и Г.Брауна (1970) о расслоенных изверженных породах, главным образом Скергаардского, Стиллуотерского, Бушвелдского массивов и интрузива острова Рам, а также других расслоенных интрузивов различного типа, формирование которых по их данным обусловлено фракционной кристаллизацией. Для отмеченных интрузивов основного состава Л.Уэйджер, Г.Браун и другие исследователи (Polder-

wart, 1960; Bickford, 1963) выделяют несколько типов полосчатости – скрытая, ритмичная и интрузивная.

Скрытая полосчатость проявляется в закономерном изменении химического и минерального составов пород в пределах массивов в результате фракционной кристаллизации. Ритмичная слоистость обусловлена переслаиванием отдельных разновидностей габбро, отличающихся количественным содержанием светлых и темных минералов. Интрузивная полосчатость характеризуется субпараллельной ориентировкой выделений плагиоклаза и рудных минералов в процессе магматической кристаллизации.

Большинство исследователей считает полосчатость первичномагматической текстурой, которая может быть следствием длительной дифференциации базальтовой магмы, происходящей в глубинных очагах задолго до извержения и внедрения. Э.Н.Камерон (Cameron, 1963) объясняет возникновение полосчатости в главной норитовой зоне Бушвелдского комплекса гравитационным фактором в процессе фракционной кристаллизации магмы, осложненной пульсационными периодическими поступлениями небольших порций расплава. При этом им отрицается возможность многократного внедрения, как ведущего способа образования данной части интрузива на основании согласного залегания пород и наличия постепенных переходов между ними. Другие же исследователи (Harry, Richey, 1963; Fraser, 1964) считают, что идея о разновременном пульсационном внедрении магмы характерна для многих расслоенных габброидов, в которых имеется различное чередование слоев с признаками гравитационной дифференциации. Отсутствие контактового метаморфизма и закаленных зон объясняется частыми и кратковременными поступлениями магмы меняющегося состава до окончательного затвердевания предыдущих порций расплава.

Механизм становления ряда дифференцированных интрузий объясняется особенностями течения потока, содержащего жидкую и твердую фазу (Bhattacharji, Smith, 1964). Для доказательства этой гипотезы были поставлены эксперименты, в результате которых установлено, что в ламинарном потоке твердые частицы концентрируются по направлению от стенок к центру струи, движущейся вверх сферические и стержнеобразные частицы вращаются при движении от стенок к центру; концентрация их увеличивается с ростом скорости струи; для частиц одинаковой формы скорость движения к центру больше для более крупных частиц.

Несколько позднее механизм дифференциации основной магмы в процессе течения, подобно оливинсодержащей зоне центральной части штока Маунт-Джонсон, был воспроизведен экспериментально (Bhattacharji, 1966₁). При этом установлено, что имеет место течение частично дифференцированной магмы, содержащей интрателлурические кристаллы. Дифференциация проявлялась как во внутренней зоне, так и в краевых частях, относительно свободных от кристаллов. Частичная кристаллизация краевой зоны и миграция вкрапленников в центральные части приводят в результате к химическо-

му и минералогическому различиям внутренних и внешних зон. С конечными фазами течения связано развитие полосчатости и линейности. При непрерывном поступлении магмы в ней возникают центробежные силы, которые способствуют перемещению кристаллов, возникающих в краевых частях, к центру. Эти данные объясняют возникновение в штоке Маунт-Джонсон скрытой зональности и различие химического состава пород внутренних и внешних зон.

Для изучения дифференциации вследствие течения в мафических и ультрамафических силлах мощностью от 1,5 до 300 м сконструирована масштабная модель, с помощью которой воссозданы условия образования силлов и дифференциации в них при течении магмы под давлением (Bhattacharji, 1966₂). При этом была изучена природа сегрегаций твердого вещества в твердо-жидких смесях при различных условиях — градиентах давления, размерах частиц, их формы, плотности и концентрации. Из этих экспериментов были найдены соотношения вязкости и давления текучего расплава и объемной концентрации кристаллов, наиболее благоприятных для фракционирования. Теория, развитая для природных силлов, допускающая фракционирование твердых частиц при течении, находится в соответствии с проведенными экспериментами.

По представлениям Л.Р.Уэйджера и У.А.Дира (Wager, Deer, 1939), возникновение слоистости Скергаардского интрузива связано с влиянием конвекционных потоков. При медленном ламинарном движении конвекционного потока над дном очага происходит осаждение первичных кристаллов и одновременный рост уже выпавших.

На основании микроструктурного анализа при изучении ориентировки плагиоклаза, оливина, клинопироксена и апатита в образцах феррогаббро из Скергаардской интрузии подтверждается гипотеза о наличии конвекционного течения в процессе кристаллизационной дифференциации (Brothers, 1964). При этом отмечается, что на скорость осаждения кристаллов из движущейся магмы могут влиять ее вязкость, скорость потока, относительная плотность, размеры и формы твердых фаз.

Образование пород расслоенной интрузии Айрон-Маунтин основного и ультраосновного состава объясняется также фракционной кристаллизацией с участием конвекционных потоков (Shawe, 1967). Формирование ритмичной полосчатости некоторыми исследователями (Wager, 1959; Hawkes, 1967) объясняется с помощью гипотезы неодинаковой способности различных минералов к ядрообразованию, наступающему в условиях небольшого переохлаждения магмы; особенно это относится к силлам.

Полученные данные по геологическому строению Копанского и Маткальского габбровых массивов свидетельствуют об одновременном формировании различных разновидностей габбро. Полосчатое сложение массивов обусловлено неоднократным чередованием полос габбро, близких по составу, но отличающихся количественным соотношением главных минералов и структурными признаками. Полосча-

тость подчеркивается наличием зон рудной вкрапленности. В распределении отдельных полос и смене одних пород другими не наблюдается строгой закономерности. Разновидности габбро образуют выдержанные как на значительные расстояния, так и по мощности полосы то с довольно резкими, то с менее ясными границами. В габброидах отчетливо выражена трахитоидность, обусловленная ориентированным расположением табличек плагиоклаза параллельно направлению полосчатости.

Возникновение полосчатости в дифференцированных массивах является сложным процессом и может быть вызвано в каждом конкретном случае совокупностью целого ряда факторов. Учитывая особенности состава, структуры и распределения различных разновидностей габбро в пределах изученных нами массивов, можно предположить, что возникновение полосчатости, по-видимому, обусловлено кристаллизационной дифференциацией магматического расплава, обогащенного летучими компонентами в процессе движения. При этом существенная роль, вероятно, принадлежала фактору одностороннего давления, имеющего место при формировании интрузии в узкой зоне разлома в структуре западного склона Южного Урала.

Полосчатость подчеркивается наличием крупных пластообразных тел пегматоидного габбро и габбро-пегматитов, прослеживающихся по простиранию массива на расстоянии до 12–15 км. При изучении соотношений габбро-пегматитов с вмещающими габброидами наблюдались постепенные переходы между ними; при этом отмечалось увеличение количества пойкилитового пироксена от единичных зерен до образования неравномернозернистых пегматоидных разностей и габбро-пегматитов; в габбро-пегматите нередки включения вмещающей породы; химический состав габбро-пегматитов является близким к составу вмещающих габбро. На основании полученных данных автор приходит к выводу о возникновении габбро-пегматитов в процессе перекристаллизации габброидов. В более ранних работах Л.И.Кравцовой было отмечено, что таблички плагиоклаза в габбро-пегматите ориентированы так же, как и во вмещающем габбро, и сделан вывод об образовании габбро-пегматитов в результате собирательной перекристаллизации габбро в дорудную стадию (Кравцова, 1963).

Происхождение титаномагнетитовых руд Урала, в том числе и Кусинско-Копанской полосы основных пород, неоднократно привлекало внимание исследователей. А.Н.Заварицкий (1926, 1937) на основании структурных соотношений между силикатами и рудными минералами пришел к выводу о поздней кристаллизации рудного вещества, накапливающегося в остаточном расплаве, богатом летучими компонентами. Он указывал на то, что теоретически такой процесс возможен лишь в случае расположения эвтектической точки в системе силикат – рудный минерал вблизи последнего. В процессе изучения титаномагнетитовых руд Урала И.И.Мальшев, П.Г.Пантелеев, А.В.Пэк (1934), И.И.Мальшев и соавторы (1936) сделали заключение, что эти руды возникли из остаточного расплава габбровой магмы, обогащенного железом, титаном и летучими, а кон-

центрация рудной фракции и локализация рудных тел в пределах интрузий обусловлены тектоническими нарушениями. Механизм этого процесса определялся отжатием в трещины остаточного рудного расплава из межзерновых пространств ранее кристаллизующихся силикатов (Пэк, 1936). Эта так называемая теория фильтр-прессинга применена также для объяснения происхождения позднемагматических титановых руд Северной Америки (Osborn, 1928).

Д.С.Штейнберг на протяжении ряда лет (1953, 1955, 1959) считал железо-титановые месторождения Урала близкими по генезису к контактово-метасоматическим. Позднее Д.С.Штейнберг (1968) вновь отнес месторождения Кусинско-Копанской группы к магматическим. Н.М.Успенский (1968) является убежденным сторонником метасоматического их генезиса. А.А.Иванов и И.К.Латыш (1955) образование титаномагнетитовых руд Урала объясняли путем пневматолита. Из приведенных данных очевидно, что существующие взгляды на образование железо-титановых руд весьма противоречивы.

Исследования В.С.Мясникова (1959), В.С.Мясникова и автора (1969), Д.С.Штейнберга и соавторов (1959), Л.И.Кравцовой (1963) показали, что сплошные и вкрапленные руды Кусинско-Копанской полосы локализуются в виде пластообразных залежей, ориентированных параллельно контактам интрузивных тел, по направлению трахитоидности в породах. Полученные данные позволяют рассматривать их как своеобразные рудные горизонты, возникновение которых было близко одновременным процессу расслоения плутонов и обусловлено теми же причинами, что и образование полосчатости, т.е. процесса кристаллизационной дифференциации магматического расплава.

В результате кристаллизационной дифференциации остаточный расплав обогащался железом, титаном и летучими компонентами. Рудные минералы кристаллизовались после выделения главной массы породообразующих минералов с образованием интерстициальной или сидеронитовой структуры.

В последнее время при рассмотрении условий кристаллизации минералов окислов железа и титана рудноосных плутонов различных районов, наряду с температурным режимом, важное значение придается фактору изменения давления кислорода. При этом, исходя из экспериментальных данных Е.Ф.Осборна (1964), допускается возможность выделения титаномагнетита в позднюю стадию кристаллизации с возникновением сидеронитовой структуры при низком парциальном давлении кислорода.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Копанский и Маткальский габбровые массивы западного склона Южного Урала приурочены к региональному разлому северо-восточного простирания, прослеживаемому по границе двух различных структурно-фациальных зон – западной и восточной, сложенных метаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями. По времени образования габброиды относятся к протерозойским образованиям (1100–1400 млн.лет). С северо-востока массивы ограничиваются кварцевыми диоритами, гранитами, кварцевыми порфирами и сланцами; с северо-запада они окаймляются комплексом пород, представленных различными по составу роговиками, кварцитами и сланцами. Плоскости западного и восточного контакта взаимно параллельны и наклонены к юго-востоку под углом около 70° . Залегание габброидов внутри Копанского массива более пологое (угол падения $45-50^{\circ}$ на юго-восток). Породы, слагающие Маткальский массив, имеют также юго-восточное падение под углом $60-70^{\circ}$, но более крутое, чем падение пород Копанского массива. В результате проведенных исследований и анализа составленной карты просмотрены представления об условиях залегания рудоносного Маткальского массива и доказан его конкордатный характер по отношению к протерозойским осадочным толщам.

Исследованные массивы по условиям образования относятся к первично-расщепленным плутонам. Полосчатость обусловлена неоднократным чередованием полос габбро, по составу близких, но отличающихся количественным соотношением главных минералов (плагноклаза и пироксена) и размером их зерен. Полосчатое строение массивов подчеркивается наличием рудной вкрапленности титаномагнетита и ильменита в различном количестве, а также согласными с полосчатостью телами сплошных руд.

Габброиды характеризуются повышенным содержанием титана, среднее значение которого в два-три раза выше кларкового для основных пород. При этом одна часть титана связана главным образом с пироксеном, а другая – выделилась в окисной форме в виде ильменита и титаномагнетита. Особенностью кристаллизации габброидов является более раннее выделение плагноклаза по отношению к пироксену и рудным минералам, что приводило к постепенному накоплению железа и титана в поздние стадии кристаллизации.

Менее дифференцированным является Копанский массив, сложенный в основном разновидностями пород габбрового ряда. Направление дифференциации Маткальского массива имело более основной характер, выражающийся в распространении оливинсодержащих габбро, пироксенитов и горнблендитов.

Установлены закономерности строения исследованных массивов, определяемые различием состава, а также характером и степенью концентрации в породах рудных минералов. В пределах Маткальского массива выявлен ряд рудных зон, представленных разновидностями габбро, обогащенными вкрапленностью рудных минералов и содержащими тела сплошных руд. Детализировано строение рудоносных зон Копанского массива.

Полученные данные по геологическому строению Копанского и Маткальского массивов свидетельствуют об одновременном формировании различных разновидностей габбро. В габброидах, наряду с полосчатостью, наблюдается отчетливо выраженная трахитоидность, особенно в рудном габбро, обусловленная ориентированным расположением табличек плагиоклаза параллельно направлению полосчатости. Возникновение полосчатости, по-видимому, обусловлено кристаллизационной дифференциацией магматического расплава, обогащенного летучими компонентами в процессе его движения. При этом существенная роль принадлежала фактору одностороннего давления, имеющего место при формировании интрузии в узкой зоне разлома в структуре западного склона Южного Урала.

Титановая минерализация габбровых массивов представлена сплошными и вкрапленными рудами. Сплошные и вкрапленные руды по количественному соотношению рудных минералов подразделяются на ильменит-титаномагнетитовые и титаномагнетит-ильменитовые. Среди вкрапленных руд выделяются редковкрапленные ильменитовые руды. Установлена генетическая связь вкрапленных и сплошных руд с различными разновидностями габброидов и выявлены закономерности пространственного размещения их в пределах массивов.

Титаномагнетит, составляющий главную массу сплошных руд, имеет неоднородное внутреннее строение зерен, обусловленное наличием пластинчатых выделений ильменита, ориентированных параллельно (100) и (111), шпинели по (100) магнетита, реликтов ульвешпинели, являющихся продуктами распада твердого раствора. Первичный рисунок микроструктуры зерен титаномагнетита часто изменен под влиянием процесса метаморфизма, в результате которого образуются различные по форме и размеру выделения ильменита. Процесс метаморфизма более интенсивно проявлен в рудах Маткальского массива.

На основании полученных данных по изучению внутреннего строения зерен титаномагнетита предполагается, что первоначально однородный титаномагнетит при охлаждении распадается на ульвешпинель, шпинель, ильменит и магнетит, являющийся главной составной частью образованной минеральной смеси. Ульвешпинель в

дальнейшем подвергается окислению с образованием ильменита и магнетита.

Наличие структур распада твердых растворов в титаномагнетите свидетельствует о том, что формирование руд происходило при высоких температурах, а охлаждение протекало довольно медленно. Экспериментальные данные по нагреванию титаномагнетита сплошных руд Копанского массива устанавливают, что гомогенизация титаномагнетита происходит при температуре 800° (время нагрева 30 мин., $p = 10^{-4}$ мм рт. ст.).

Полученные данные по распределению титана, ванадия и хрома в титаномагнетите из различных разновидностей габбро, вкрапленных и сплошных руд показывают, что более низкое содержание титана и ванадия в титаномагнетите характерно для редковкрапленных титаномагнетит-ильменитовых руд краевых зон массивов и сплошных титаномагнетит-ильменитовых руд восточной зоны Копанского массива с содержанием обособленных зерен ильменита более 50 об.%. Установлено высокое содержание Cr_2O_3 в рудах центральной зоны Маткальского массива, приуроченных к более основному дифференциатам габбровой магмы.

Особенности состава и внутреннего строения зерен титаномагнетита определяются первичным составом позднемагматического расплава, условиями кристаллизации и более поздними процессами окисления и метаморфизма. Состав титаномагнетита и разнообразие внутреннего строения зерен зависит, по-видимому, от скорости охлаждения, наличия летучих компонентов (их количества, состава и активности), степени окисления железа, наличия примесей — ванадия, хрома, магния, алюминия, марганца и других факторов.

Ильменит является существенной и наиболее важной составной частью вкрапленных руд. Детально изучены формы выделения, внутреннее строение зерен, химический состав и физические свойства этого минерала в различных типах пород и руд. Выявлены закономерности распространения и условия локализации ильменита в пределах массивов. Особенностью внутреннего строения зерен ильменита является наличие продуктов распада твердого раствора, представленных пластинками магнетита, закономерно срастающимися с ильменитом по (0001). Установлено несколько систем пластинчатых вростков магнетита, размер и распределение их в ильмените различных типов пород и руд. В ильмените метаморфизованных габбро обычны включения гематита. Наличие различных продуктов распада твердого раствора в переменном количестве в ильмените свидетельствует об изменении окислительно-восстановительных условий в процессе его образования.

Рудные минералы в габброидах являются одновременно и породообразующими, в связи с чем происхождение их является частью общего процесса формирования пород габбрового комплекса, т.е. процесса кристаллизационной дифференциации. При этом рудные минералы вне зависимости от их содержания выделяются после плагиоклаза и пироксена с образованием интерстициальной или сидерони-

товой структуры. Полученные данные по вопросу о генезисе сплошных и вкрапленных руд позволяют сделать вывод о несколько более позднем образовании сплошных руд на том основании, что титаномагнетит последних имеет более крупнозернистое сложение, в контактах рудных залежей наблюдаются коррозионные соотношения его с силикатами; существенной составной частью сплошных руд являются мелкие субидiomорфные кристаллы титаномагнетита, приуроченные к силикатам; характерно также повышенное содержание титана, ванадия и хрома в титаномагнетите сплошных руд по сравнению с титаномагнетитом вкрапленных руд.

На основании проведенных исследований выявлена апатитовая минерализация Копанского и Маткальского массивов в восточной и западной зонах и установлены закономерности распределения апатита в пределах этих зон. Детально изучены условия локализации апатита, его минеральный парагенезис, химический состав. По химическому составу исследованные апатиты, как и большинство апатитов из других районов распространения рудоносных основных пород, относятся к фтор-гидроксилсодержащей разновидности. Выявлена тесная пространственная связь апатита с ильменитом. Анализ структурных соотношений между ильменитом и апатитом позволяет сделать вывод о близком времени их образования.

Образование вкрапленных руд с повышенным содержанием ильменита в краевых зонах массивов происходило в условиях дефицита кислорода, когда железо входило в состав рудообразующих минералов преимущественно в закисной форме. Присутствие летучих компонентов (фтора) и обогащение расплава фосфором, обусловивших возникновение апатита, в какой-то мере влияло на степень окисления железа. Наличие обособленных зерен ильменита в повышенном количестве по отношению к титаномагнетиту также свидетельствует о сокращении областей смесимости окислов железа и титана в период кристаллизации. Подтверждением этого предположения является более низкое содержание титана в титаномагнетите из руд с повышенным содержанием ильменита по сравнению с титаномагнетитом, находящимся в других количественных соотношениях с ильменитом.

Полученные данные по изучению рудоносных габброидов Копанского и Маткальского массивов могут быть использованы в практическом отношении. Установленные морфологические особенности выделений ильменита в различных типах вкрапленных и сплошных руд, размер зерен, внутреннее строение, химический состав, физические свойства и выявленная пространственная связь с определенными разновидностями габброидов будут учитываться при разработке технологических методов извлечения ильменитового концентрата из вкрапленных руд копанского типа.

Повышенная апатитоносность и ильменитоносность пород краевых зон Копанского массива представляют комплексный тип оруденения, что является благоприятным условием для промышленного освоения руд с попутным извлечением апатита.

ЛИТЕРАТУРА ✓

- Альмухамедов А.И. Состав и условия кристаллизации железо-титановых окисных минералов из дифференцированных траппов Сибирской платформы. - Зап. Всес. минер. об-ва, 1968, ч.97, вып.4.
- Богатиков О.А. Состав и генетические особенности титаномагнетитовой минерализации Арсентьевского массива в Бурятии. В сб. "Особенности формирования базитов и связанной с ними минерализации". М., "Наука", 1965.
- Богатиков О.А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М., "Наука", 1966.
- Богатиков О.А. Основные породы Алтае-Саянской складчатой области и связанная с ними апатитовая и титановая минерализация. В сб. "Апатиты". М., "Наука", 1968.
- Богатиков О.А., Лебедев А.П. О роли летучих компонентов в формировании апатитосодержащих титаномагнетитовых руд Кизирского габбро-сиенитового плутона (Восточный Саян). - Докл. АН СССР, 1964, т. 154, № 1.
- Богатиков О.А., Лебедев А.П. Fe-Ti-окисные минералы Кизирского габбро-сиенитового плутона (Восточная Сибирь) и условия их образования. В сб. "Особенности формирования базитов и связанной с ними минерализации". М., "Наука", 1965.
- Богачев А.И. Некоторые особенности дифференциации рудных титаносодержащих магм основного состава. - Труды Карельск. фил.АН СССР, 1959, вып. 11.
- Богачев А.И., Зак С.И., Сафронова Г.П., Ишнина К.А. Геология и петрология Ельтьозерского массива габброидных пород Карелии. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Борисенко Л.Ф., Лебедева С.И., Сердобова Л.И. О титаномагнетите и магнетите из железорудных месторождений различного генезиса. - Геол.рудн.месторожд., 1968, № 4.
- Вахрушев В.А., Кривенко А.П. Особенности состава и внутреннего строения титаномагнетита дифференцированных габброидных интрузивов Алтае-Саянской области. - Докл. АН СССР, 1966, т.169, № 2.
- Вертушков Г.Н., Соколов Ю.А. Метаморфизм железо-титановых месторождений Уфалейской группы. - Зап.Всес.минерал.об-ва, 1966, ч.95, вып.1.
- Виноградская Г.М. Генезис гранитов Златоустовского района на Урале. - Труды Всес. н.-и. геол. ин-та, 1963, 96.
- Воробьева О.А. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала и проблема его происхождения. В сб. "Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала", Свердловск, 1963, т. 1.
- Гарань М.И. О периодичности осадкообразования в древних свитах западного склона Южного Урала. В сб. "Геология и полезные ископаемые Урала". М.-Л., 1947, вып.1.

- Гарань М.И. Протерозой и нижний палеозой Южного Урала. Труды Горно-геол. инст. (УФАН АН СССР), 1959, вып.32.
- Гарань М.И. Докембрий и кембрий Урала. В сб. "Стратиграфия позднего докембрий и кембрия", М., 1960.
- Гаррис М.А. Некоторые черты металлогении Урала по геохронологическим данным. В сб. "Абсолютное датирование тектоно-магматич. циклов и этапов оруден. по данным 1964 г.", М., "Наука", 1966.
- Дунаев В.А., Дурнева Н.Н. О возрасте пород из района Кусинско-Копанской основной интрузии на Урале по данным рубидий-стронциевого метода. В сб. "Абсолютное датирование тектоно-магматич. циклов и этапов оруденения по данным 1964 г.", М., "Наука", 1966.
- Елисеев Н.А. Структурная петрология, Л., изд. ЛГУ, 1953.
- Заварицкий А.Н. О классификации магматических рудных месторождений. Изв. Геол.ком., 1926, т. 45, № 1.
- Заварицкий А.Н. О фувивных магматических месторождениях. Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 4.
- Зак С.И. Полосчатые текстуры в основных породах Еletzозерского массива Карельской АССР. Труды Карельск. фил-ла АН СССР, 1959, вып. 11.
- Иванов А.А., Латыш И.К. О магматических рудных месторождениях, - Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 6.
- Кавардин Г.И. Титановое оруденение в основных породах плутона Гремяха-Вырмес. Изв. Карельск. и Кольск. фил-ла АН СССР, Петрозаводск, 1958, № 4.
- Кавардин Г.И. К минералогии сплошных руд Цагинского титаномагнетитового месторождения. В сб. "Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова", Изд-во АН СССР, 1959, вып. 2.
- Карлова О.В. Турмалинсодержащие кварциты западного контакта Копанского и Маткальского габбровых массивов. - Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 11.
- Карлова О.В. Турмалин из района развития основных пород на западном склоне Южного Урала. Труды Минерал. музея, 1965, вып.16.
- Карлова О.В., Бурова Т.А. Ильменит из основных пород Копанского массива. В сб. "Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса". "Наука", 1970.
- Карлова О.В., Мартынова А.Ф. Некоторые особенности распределения элементов-примесей в титаномагнетитах Маткальского массива. Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 1.
- Карлова О.В., Минибаев Р.А. О маггемите из титаномагнетитовых руд Маткальского массива. Труды Минерал. музея, 1969, вып.19.
- Касьянов О.М., Рудниченко В.Е., Соболев С.И., Карлова О.В., Рыбак Р.С. Маггемит в окисленных никелевых рудах. - Изв. АН СССР, серия геол. 1970, № 11.
- Кравцова Л.И. Геологическое строение и история формирования Копанского габбрового массива Южного Урала. В сб. "Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала". Свердловск, 1963, т.1.
- Краснобаев А.А. Морфологические особенности и «свинцовый» возраст цирконов из различных геологических образований Урала. В сб. "Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г.", М., "Наука", 1966.
- Кратц К.О. О генезисе магматических титаномагнетитовых месторождений. - Труды лабор. геологии докембрия, 1957, вып. 7.
- Кратц К.О. Иотийские основные породы Южной Карелии и их титаномагнетитовое оруденение. - Труды Карельск. фил-ла АН СССР, 1959, вып.11.

- Кусков Н.Н. О рудоносности Кусинско-Копанской габбровой интрузии. В сб. "Первое Уральское петрографич.совещ." (тезисы докл.), Свердловск, 1961, вып. 1.
- Латыш И.К. Ульвешпинель в титаномагнетитах СССР. Респ.межвед. сб. "Конституция и свойства минералов", 1966, вып. 11.
- Лебедев А.П. Соотношение магматизма и рудообразования в Чинейском габбро-анортозитовом плутоне (Восточная Сибирь). - Труды Ин-та геол. рудн.местор.,петрогр., минерал., геохим., 1962, вып.77.
- Лебедев А.П. Расслоенные текстуры и титановая минерализация в Анга-шанском габброидном массиве (Забайкалье). В сб. "Особенности формирования базитов и связан. с ними минерализ." М., "Наука", 1965.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Геологический очерк Южно-Заозерской дачи и Денежкина Камня на Северном Урале. Труды СПб об-ва естествоиспыт., 1900, т.30, вып. 5.
- Малышев И.И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Гос. изд.литер. по геол. охр. недр, 1957.
- Малышев И.И., Пантелеев П.Г., Пэк А.В. Титаномагнетитовые месторождения Урала. СОПС АН СССР, Л., сер.уральская, 1934, в. 1.
- Малышев И.И., Пэк А.В., Унковская В.А., Шербина А.В. Титаномагнетитовые месторождения Урала. Изд-во АН СССР, 1936, вып. 2.
- Михеев В.И., Калинин А.И. Сопоставление магнитных свойств, удельного веса и параметров элементарной ячейки ильменитов, - Зал. Ленингр. горн. ин-та, 1961, т.38, вып.2.
- Мясников В.С. Некоторые особенности месторождений титаномагнетитовых руд Южного Урала и проявления в них метаморфизма. - Геол. рудн. местор., 1959, № 2.
- Мясников В.С., Боярская Р.В. Некоторые особенности титаномагнетитов и электронно-микроскопическое их исследование. - Геол. рудн.местор., 1965, т.7, № 5.
- Мясников В.С., Карпова О.В. Геологическое строение и некоторые закономерности формирования месторождений титанистых железных руд на примере Кусинско-Копанской интрузии на Южном Урале. - Труды Второго Уральск.петрогр.совещания, Свердловск, 1969.
- Мясников В.С., Карпова О.В. Состав и условия локализации титаномагнетитов Копанского габбрового массива. В сб. "Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса". М., "Наука", 1970.
- Никитин К.К. Выделение ферромагнитных минералов на магнитном сепараторе с бегущим магнитным полем. В сб. "Акцессорные минералы изверженных пород". М., "Наука", 1968.
- Овчинников Л.Н. О маггемите. Труды Горно-геол. ин-та Уральск. фил-ла АН СССР, 1953, № 2, вып. 20.
- Овчинников Л.Н., Дунаев В.А., Краснобаев А.А. Материалы к абсолютной геохронологии Урала. В сб. "Абсолютный возраст геологических формаций". М., "Наука", 1964.
- Овчинников Л.Н., Степанов А.И., Краснобаев А.А., Дунаев В.А. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала.- Труды Второго Уральск.петрогр. совещания, 1969, т.1.
- Осборн Е.Ф. Экспериментальные исследования давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов. В сб. "Химия земной коры". М., "Наука", 1964, т.2.
- Павлов Н.В. О маггемите в магнетитовых рудах Кежемского месторождения. - Труды Минерал. музея АН СССР, 1957, вып.8.

- Пантелеев П.Г. Копанское месторождение магнетито-ильменитов, как особый тип титаномагнетитовых руд Урала. - Труды УФАН СССР, 1935, вып. 4.
- Пантелеев П.Г. К вопросу геохимии титана, ванадия и хрома в титаномагнетитах Урала. - Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 1.
- Полканов А.А. К вопросу о генезисе титаномагнетитового оруденения габбро-сиенитов плутона Гремяха-Вырмес (Кольский п-ов). Изд-во АН СССР, серия геол., 1944, № 6.
- Пэк А.В. К вопросу о генезисе южноуральской группы месторождений титаномагнетита. В сб. "Титаномагнетитовые месторождения Урала". М.-Л., Изд-во АН СССР, 1936, ч.2.
- Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. Изд. иностр. лит., 1962.
- Сальдау Э.П. Опыты по окислению магнетита в маггемит. Труды Ленингр. горн. ин-та, 1956, вып. 5.
- Строна П.А. Отражательная способность некоторых рудных минералов в полированных шлифах. - Зап.Всес. Минер. об-ва, 2-я серия, 1964, ч.93, вып.1.
- Успенский Н.М. Генезис титаномагнетитовых месторождений Урала. - Труды Всес. н.-и. геол. инст., 1968, 131.
- Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. "Мир", М., 1970.
- Фоминых В.Г. Находка аксинита на Копанском титаномагнетитовом месторождении на Южном Урале. - Труды Горно-геол. ин-та Уральск. фил-ла АН СССР, 1961, вып.56.
- Фоминых В.Г. Титаномагнетит пород Кусинской габбро-диабазовой интрузии. В кн. "Минералы месторождений полезных ископаемых Урала", Свердловск, 1968.
- Фоминых В.Г. Микротвердость магнетитов и титаномагнетитов Урала, докл. АН СССР, серия геол., 1969₁, т.186, № 3.
- Фоминых В.Г. Состав и распределение ильменита в титаномагнетитовых месторождениях Урала. - Геол. рудн. местор., 1969₂, № 2.
- Фоминых В.Г., Еремина М.В., Юников Б.А. Ульвёшпинель в титаномагнетитовых месторождениях Урала. - Труды Ин-та геол. УФАН СССР, 1965, вып. 70.
- Цветков А.И., Шелочкина Н.И. Высокотемпературное окисление ульвёшпинели. - Геол.рудн.местор., 1963, № 3.
- Цветков А.И., Мясников В.С., Шелочкина Н.И., Матвеева Н.А. О природе пластинчатых образований в титаномагнетитах. - Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 2.
- Штейнберг Д.С. О взаимной связи контактово-метасоматических и так называемых "магматических" железорудных месторождений Урала. - Зап. Всес. Минер. об-ва, серия 2, 1953, ч. 82, вып. 4.
- Штейнберг Д.С. Некоторые закономерности локализации уральских эндогенных месторождений железа и меди, генетически связанных с интрузией. - Труды Свердловск. горн.ин-та, 1955, вып. 22.
- Штейнберг Д.С., Фоминых В.Г. О распределении элементов-примесей в титаномагнетитах Урала. - Докл. АН СССР, 1961, т.139, № 6.
- Штейнберг Д.С., Фоминых В.Г. О составе титаномагнетитов Урала. - Докл. АН СССР, 1962, т.147, № 6.
- Штейнберг Д.С., Фоминых В.Г. Титаномагнетиты изверженных пород Урала и связанных с ними титаномагнетитовых месторождений. В сб. "Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала". Свердловск, 1963, т.1.
- Штейнберг Д.С., Фоминых В.Г. О генезисе титаномагнетитов. - Труды Междун.геол.контр., 23 сессия. Эндогенные рудные месторождения. М., "Наука", 1968.

- Штейнберг Д.С., Кравцова Л.И., Варлаков А.С. Основные черты геологического строения Кусинской габбровой интрузии и залегающих в ней рудных месторождений. Труды Горно-геол. ин-та Уральск. фил.-ла АН СССР, 1959, вып. 40.
- Юдин Б.А. К вопросу о генезисе и условиях локализации титаномagnetитового оруденения в Цагинском массиве габбро-лабрадоритов. В сб. "Магматизм и геол. Кольск. п-ва". М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Akimoto S., Katsura T., Joshida M. Magnetic Properties of $TiFe_2O_4$ - Fe_3O_4 System and their change with oxidation. - J. Geomag. and Geoelectricity, 1957, v.9, N 4.
- Anderson A.T. Oxidation of the La Blache Lake titaniferous magnetite deposit Quebec. - J. Geol., 1968, v.76, N 5.
- Basta E.Z. Some mineralogical relationships in the system Fe_2O_3 - Fe_3O_4 and the composition of titanomagnetite. Econ. Geol., 1954, v.54.
- Basta E.Z. Natural and synthetic titanomagnetites (the system Fe_3O_4 - Fe_2TiO_4 - $-FeTiO_3$). - N.Jb. Miner. Abhndl., 1960, v. 94, N 2.
- Bhattacharji S. Flowage differentiation in Mount Johnson Stock, Monteregeian Hills, Canada. "Trans. Amer. Geophys. Union", 1966, v. 47, N 1.
- Bhattacharji S. Experimental scale model studies on flowage differentiation in sills. "Geol.Soc. American Spec. Papers.", 1966, N 87.
- Bhattacharji S., Smith C.H. Flowage differentiation. Science, 1964, v.145, N 3628.
- Bickford M.E. Petrology and structure of layered gabbro Pleasant Bay, Maine. - J. Geol., 1963, v.71, N 2.
- Brothers R.N. Petrofabric analyses of Rhum and Skaergaard layered rocks. - J. Petrology, 1964, v. 5, N 2.
- Buddington A.F., Lindsley D.H. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. - J. Petrology, 1964, N 5.
- Buddington A.F., Fahey J., Vlisidis A. Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite. - Amer. J. Sci., 1955, v.253, N 9.
- Buddington A.F., Fahey J., Vlisidis A. Degree of oxidation of Adirondack iron oxide and iron-titanium oxide minerals in relation to petrogeny. - J. Petrol., 1963, v. 4.
- Cameron E.N. Structure and rock sequences of the critical Zone of the Eastern Bushveld Complex. "Internat. Mineral. Assoc. Papers and Proc. 3rd Gen. Meet. Washington D.C., 1962", 1963, N 1.
- Carstens H. Investigations of titaniferous iron ore deposits Part II. Gabbro, anorthosite, and titaniferous iron ore on flakstaday in Lofoten, Northern Norway. Kgl. norske vid. selskabs skr., 1957, v. 24, N 4.
- Fraser A.G. Banded gabbros of the Anagram Islandes, Graham Land. Brit. Antract. Surv. Bull., 1964, N 4.
- Gjelsvik T. Geochemical and Mineralogical investigations of Titaniferous iron, ores, west coast of Norway. Econ. Geol., 1957, v. 52, N 5.
- Gray I.M. Reflection characteristic of ore minerals. Econ. Geol., 1962, v. 57, N 3.
- Harry W.T., Richey J.E. Magmatic pulses in the emplacement of plutons. Liverpool and Manchester J., 1963, v. 3, N 2.
- Hawkes D.D. Order of abundant crystal nucleation in a natural magma. Geol. Mag., 1957, v.104, N 5.
- Katsura T., Kushiro J. Titanomaghemite in igneous rocks. Amer. Mineral., 1961, v. 46, N 1-2.
- Lindsley D.H. Equilibrium relations of coexisting pairs of Fe-Ti oxides. Carneg. Inst. Wash. Yearb., 1963, 62.
- Lindsley D.H. Iron-titanium oxides. Carneg. Inst. Wash. Yearb., 1965, N 64.

- Mogensen F.A. A ferro-orthotitanate ore from Södra Ulvön. Geol. Fören. Förh., 1946, v. 68, N 4.
- Millman A.P. Reflection microscopy of ferromagnetic minerals. *Advances Phys.*, 1957, v. 6, N 23.
- Nickel E.H. The composition and microtexture of an ulvöspinelmagnetite intergrowth. Mines. Branch. Ottawa, Canada. *The Canadian mineralogist.*, 1958, v. 6, p. 2.
- Osborn F. Certain titaniferous deposits and their origin. *Econ. Geol.*, 1928, v. 23, N 7.
- Polderwart A., Taubeneck W. Layered intrusions. 21 th Internat. Geol. Congr., Copenhagen., 1960, Part 13.
- Ramdohr P. Beobachtungen an Magnetit, Ilmenit, Eisenglanz und Überlegungen über das System $FeO-Fe_2O_3-TiO_2$. *N. Jb., Min., Beil.*, 1926, Bd. 54.
- Ramdohr P. Durchbewegte Erze von Rautågård, Nordschweden, Geol. fören. Förh., Stockholm, 1945, 67.
- Ramdohr P. Ulvöspinel and its significance in titaniferous iron ores. *Econ. Geology*, 1953, v. 48, N 8.
- Ramdohr P. Die Beziehungen von Fe-Ti-Erzen aus magmatischen Gesteinen., Helsinki, 1956.
- Ramdohr P. Beobachtungen an Magnetit, Ilmenite, Eisenglanz und Überlegungen über das System $FeO-Fe_2O_3-TiO_2$. *N. Jb. Min., Beil.*, 1962, Bd. 54.
- Roy S. Ore microscopic studies of the vanadium-bearing titaniferous iron ores of Mayurbhanj with a detailed note on their texture. *Proc. Nat. Inst. Sci. India*, 1954, v. 20, N 6.
- Roy S. Textural study of the vanadium-bearing titaniferous magnetites of Nausahi Keonjhar district Orisa. *Sci. and Culture*, 1957, v. 23, N 1.
- Schwellnus C.M., Willemse J. Titanium and vanadium in the magnetic iron ores of the Bushveld complex South, Africa. *Trans. geol. Soc. S. Africa*, 1944, v. 46.
- Shawe D.R., Parker R.L. Mafic-ultramafic layered intrusion at Iron Mountain Fremont Country Colorado. *Geol. Surv. Bull.*, 1967, v. 28, N 251-A.
- Verhooogen John. Oxidation of iron-titanium oxides in igneous rocks. *Journ. Geol.*, 1962, v. 70, N 2.
- Vincent E.A. Ulvöspinel in the Skaergaard intrusion, Greenland. *N. Jb. Min. Ab.*, 1960, Bd. 94.
- Vincent E.A., Phillips R. Iron-Titanium oxide minerals in layered gabbros of Skaergaard intrusion, East Greenland. *Geochim. et Cosmochim. acta*, 1954, 6.
- Vincent E.A., Wright J.B., Chevallier R., Mathien S. Heating experiments on some natural titaniferous magnetites. *Mineral. Mag.*, 1957, v. 31, 624.
- Wager L.R. Differing powers of crystal nucleation as a factor producing diversity in layered igneous intrusions. - *Geol. Mag.*, 1959, v. 96.
- Wager L.R., Deer W.A. The petrology of the Skaergaard intrusion East Greenland. *Medd. Grönland*, 1939, 105, N 4.
- Wagner P.A. Changes in the oxidation of iron in magnetite. *Econ. Geol.*, 1927, v. 22, N 8.
- Wright J.B. Some further heating experiment on natural titaniferous magnetites. *Mineral. Mag.*, 1959, v. 32.
- Wright J.B. Solid-solution relationships in some titaniferous iron oxide ores of basic igneous rocks. *Mineral. Mag.*, 1961, v. 32, N 253.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава первая	
КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИИ РАЙОНА РУДОНОСНЫХ МАССИВОВ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА	5
Глава вторая	
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГАББРОВЫХ МАССИВОВ	15
Копанский массив	15
Маткальский массив	18
Глава третья	
ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГАББРОВЫХ МАССИВОВ	22
Глава четвертая	
ТИТАНОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ МАССИВОВ	43
Сплошные руды	43
Условия залегания и соотношение с вмещающими породами	43
Текстурно-структурные особенности руд	48
Минералы руд	52
Химический состав и некоторые черты распределения эле- ментов-примесей	73
Вкрапленные руды	82
Типы вкрапленных руд и особенности их локализации	82
Структурно-текстурная характеристика руд	89
Минералы вкрапленных руд	92
Количественные соотношения рудных минералов и силикатов	118
Химический состав вкрапленных руд и распределение эле- ментов-примесей в титаномагнетите	123
Глава пятая	
АПАТИТОНОСНОСТЬ ГАББРОВЫХ МАССИВОВ	129
Закономерности распределения апатитоносных зон в пределах Копанского и Маткальского массивов	129
Глава шестая	
НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ПОЛОСЧАТОСТИ ГАББРОВЫХ МАССИВОВ И ГЕНЕЗИСЕ ТИТАНОВОЙ МИНЕРА- ЛИЗАЦИИ	137
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	142
ЛИТЕРАТУРА	146

1 р. 12 к.

1175