

ЛОКАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ РУД



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 269

ЛОКАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ РУД

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук А. М. ДЫМКИН



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1975

В работе рассмотрены особенности локального метаморфизма магнетитовых и колчеданно-полиметаллических руд в связи с поздней гидротермальной деятельностью и контактовым воздействием интрузивных пород. Описана стадийность преобразования рудного вещества, изменение состава минеральных парагенезисов, явления грануляции руд и скарнов, а также характерные особенности скелетного роста кристаллов магнетита, гематита и их последующее изменение. Новый материал по локальному метаморфизму руд позволяет восстановить историю формирования месторождения.

Сборник рассчитан на геологов-рудников и может быть использован студентами в качестве учебного пособия.

Вопросы метаморфизма руд широко обсуждаются в геологической литературе. Приводятся многочисленные данные о том, что в первозданном виде руды сохраняются далеко не всегда, они претерпевают перекристаллизацию, сопровождаясь нередко локальным переотложением. При этом называют разные причины, обуславливающие метаморфическое преобразование руд. Главные из них — региональный метаморфизм, деятельность гидротермальных растворов и контактное воздействие послерудных интрузий. Влияние этих факторов сказывается на рудах по-разному. При региональном метаморфизме и оруденении вмещающие породы претерпевают одинаковую степень преобразования, поэтому их минеральные парагенезисы оказываются весьма близкими.

Совсем иначе проявляются в месторождениях контактовый и гидротермальный метаморфизм. Прежде всего, это метаморфизм локальный. Он не распространяется равномерно даже в пределах одного месторождения. Концентрируясь отдельными участками, контактовый и гидротермальный метаморфизм охватывает, как правило, сравнительно небольшие объемы руд и околорудных пород. Локальное преобразование руд осуществляется без сколько-нибудь заметных признаков привноса или выноса вещества. Вместе с тем такие руды значительно отличаются по структуре и во многих случаях совершенно утрачивают текстурный рисунок.

Вопросы локального метаморфизма магнетитовых руд подробно освещены в статье А. М. Дымкина и А. И. Васильевой. На примере ряда месторождений Сибирской платформы, Алтае-Саян и Тургая показано постепенное преобразование руд воздействием гидротермальных растворов. Установлена определенная стадийность перекристаллизации и изменение физических свойств магнетита. Подчеркивается, что подобное преобразование руд совершенно не связано с процессами регионального метаморфизма.

Существенную структурно-текстурную перестройку представляют руды и при контактовом воздействии послерудных интрузий. В статье М. П. Мазурова, М. П. Могилевой и

К. Р. Ковалева показано, что контактовый метаморфизм вызывает не только перекристаллизацию вещества, но и приводит к местной его перегруппировке, обуславливая некоторое изменение морфологии рудных тел и состава новообразованных минералов.

Изменению структурно-текстурного рисунка руд при динамотермальном метаморфизме и метаморфической природе магнетита в рудах Алтая посвящены статьи И. А. Калугина и В. Г. Пономарева.

В статьях А. А. Пермякова описаны характерные скелетные кристаллы магнетита и гематита и изменение их морфологии в процессе наложения гидротермального метаморфизма.

Читатель найдет в книге геологические материалы, которые проливают свет на характер и особенности метаморфизма руд.

ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МАГНЕТИТОВЫХ РУД В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ГИДРОСИЛИКАТНОГО И СКАРНОВОГО ТИПОВ

А. М. ДЫМКИН, А. И. ВАСИЛЬЕВА

Перекристаллизация руд проявляется практически во всех железорудных месторождениях. Однако интенсивность этого процесса и его масштабы в каждом конкретном случае далеко не одинаковы. В скарных месторождениях перекристаллизация руд хотя и отмечается постоянно, но бывает ограничена небольшими участками. Она выражается в укрупнении зерен магнетита, а в некоторых случаях и в изменении текстуры руд. Наиболее четко признаки перекристаллизации руд выступают в гидросиликатных месторождениях, околорудные метасоматиты которых представлены среднетемпературной минеральной ассоциацией — хлоритом, актинолитом, эпидотом. Здесь наряду с кристаллически-зернистыми рудами широко распространены колломорфные разности. Особенно много колломорфных руд в месторождениях Ангара-Илимского района и Среднего Приангарья, где они приурочены к так называемым «трубкам взрыва». Встречаются эти руды и в месторождениях Алтае-Саянской горной области (Тея, Абакан), в Тургайском железорудном поясе (Куржункуль), но их распространенность по сравнению с рудами зернистого строения весьма ограничена.

По своей геологической позиции, возрасту и составу вмещающих пород месторождения, содержащие колломорфные руды, значительно различаются. Однако для них есть ряд общих характерных черт, свидетельствующих о некоторых сходных условиях образования: а) все они сформированы на небольшой глубине и относятся по фациям глубинности к типу приповерхностных (субвулканических); б) месторождения подобного типа локализованы в участках, претерпевших значительную тектоническую проработку. Поэтому здесь вместе с массивными рудами промышленное значение приобретают руды брекчиевой и брекчиевидной текстур; в) колломорфные руды из различных месторождений в общем сходны по текстурному рисунку: это либо концентрически-зональные агрегаты, различной степени измененные, но сохранившие местами признаки коллоидного происхождения, либо радиально-

лучистые обособления, основу которых и в том и другом случае составляет магнетит.

Колломорфные руды, как показало изучение, наименее устойчивы, они легко и быстро претерпевают перекристаллизацию. При воздействии более поздних гидротермальных растворов эти руды преобразуются в кристаллически-зернистые, в них коренным образом изменяется и структурно-текстурный рисунок. Вместе с тем необходимо отметить, что перекристаллизация кристаллически-зернистых и колломорфных руд происходит без существенного привноса и выноса компонентов. А если и имеет место перегруппировка вещества, то все это практически не выходит за пределы зон перекристаллизации. Такие процессы преобразования руд мы назовем *локальным метаморфизмом*, подчеркивая тем самым, с одной стороны, существенное отличие его от метасоматоза и с другой — отсутствие какой-либо связи с региональным метаморфизмом.

Локальный метаморфизм характерен для большинства железорудных месторождений, но он проявляется строго ограничено и не охватывает порой даже отдельные рудные тела и залежи. Это типичная гнездово-блочная перекристаллизация руд, морфологически сходная с ореолами блочной альбитизации вулканитов. Вполне естественно, что такие процессы перекристаллизации отдельных блоков руд нельзя связывать с региональным метаморфизмом, они вызваны другими причинами, из которых определяющей является локальное воздействие на руды гидротермальных растворов. Правда, в некоторых месторождениях местное преобразование руд вызывается термальным воздействием послерудных интрузий и даек. В этом случае руды претерпевают перекристаллизацию только в узкой зоне контакта и, подобно роговикам, должны рассматриваться как продукты контактового метаморфизма. Широкого распространения данный тип метаморфизма в железорудных месторождениях не получил.

Исследования метаморфического преобразования руд показывают, что этот процесс в основе своей конвергентен и может осуществляться в различных физико-химических условиях.

В предлагаемой статье на примере некоторых месторождений рассмотрены главнейшие особенности перекристаллизации руд и причины, вызывающие локальный метаморфизм.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Ниже дается описание двух месторождений, в которых преобразование рудного вещества проявилось стадийно и наиболее полно.

Красноярское месторождение

Геология и основные черты формирования этого месторождения достаточно полно рассмотрены Н. В. Павловым (1961) и Л. Г. Страховым (1960). По их данным, в разрезе рудовмещающей толщи присутствуют породы мамырской (O_2) и братской (O_3) свит. Наиболее древняя из них — мамырская свита — подразделена на две подсвиты: нижнемамырскую (O_2^1), сложенную слюдыстыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками с прослоями слюдыстых аргиллитов, и верхнемамырскую (O_2^2), представленную неравномерно-зернистыми песчаниками, переслаивающимися с аргиллитами. Братская свита (O_3) делится на нижнюю (O_3^1), состоящую из аргиллитов с прослоями песчаников и алевролитов; среднюю (O_3^2), существенно песчаниковую, и верхнюю (O_3^3), сложенную песчанистыми аргиллитами, которые переслаиваются с песчаниками. Для пород обеих свит характерно наличие в цементе глинистого вещества, цеолитов и отсутствие каких-либо признаков регенерации обломочных зерен кварца и полевых шпатов. Все это свидетельствует о том, что породы, вмещающие оруденение, не претерпели регионального метаморфизма и по степени измененности могут быть отнесены к продуктам зоны катагенеза.

Учитывая повсеместное распространение в цементе пород глинистой массы и цеолитов, можно определенно утверждать, что максимальные температуры вмещающих толщ не превышали 150—200°C. Региональный метаморфизм в условиях этих температур не проявляется. В то же время измерение температур гомогенизации во включениях граната, эпидота, кальцита, ассоциирующих с магнетитом, свидетельствует о более высоких температурах образования руд и околорудных метасоматитов (350—500°C). В данном случае локальный прогрев толщ в участках «трубок взрыва» связан с деятельностью гидротермальных растворов и не имеет никакого отношения к региональному метаморфизму.

Центральная часть месторождения, окаймленная с севера и юга траппами, сложена туфогенными брекчиевидными породами тунгусской свиты (P_2-T). В зоне оруденения туфобрекчии сильно изменены, по ним развиваются скарны и магнетитовые руды. Обломочный материал туфобрекчий разнообразен. Преобладают обломки долеритов, долеритовых порфиритов и базальтов, реже встречаются обломки песчаников, аргиллитов и алевролитов братской свиты. Цементирующая масса туфобрекчий представлена мелкообломочным и в значительной степени измененным материалом.

Траппы в пределах месторождения слагают дайки и силлы. По составу это оливиновые долериты, габбро-долериты и

долеритовые порфириты. Степень сохранности изверженных пород различна: внутри «трубки взрыва» они всегда в какой-то мере изменены метасоматическими процессами, а расположенные среди вмещающих толщ — свежие (в некоторых разностях базальтов сохранилось даже вулканическое стекло).

По данным Н. В. Павлова (1961), Л. Г. Страхова (1960) и наблюдениям авторов, процесс формирования месторождения можно разделить на два крупных этапа: 1) скарновый — высокотемпературный, с ним связано замещение пород пироксеном и гранатом. В геохимическом отношении это типичный известково-магнезиально-железистый метасоматоз инфильтрационного типа; 2) гидротермальный, характеризующийся массовым выделением магнетита. Он подразделяется на стадии формирования вкрапленных и брекчиевидных руд и отложения жильного магнетита, который рассекает вкрапленные и брекчиевидные руды. Образование магнетита в раннюю стадию происходило метасоматическим путем. Он развивался как по скарновым минералам — пироксену и гранату, так и по первичным туфобрекчиям; поэтому ореол оруденения оказывается значительно большим по сравнению с участками развития скарнов. Вторая стадия рудного процесса отличается заметной активизацией тектонической деятельности, проявившейся в образовании многочисленных трещин разрыва, где формировались жильные тела магнетитов.

Оба типа руд близки по минеральному составу. Основу их составляет магнетит и магнезит, в небольших количествах присутствуют гематит, мартит, мушкетовит, пирит, халькопирит. Из нерудных примесей постоянно наблюдаются кальцит, хлорит, серпентин, гранат, пироксен, апатит. Однако структурно-текстурные черты этих руд заметно различаются. Метасоматические руды — всегда кристаллически-зернистые, для них характерны массивные, вкрапленные и полосчатые текстуры, отражающие степень интенсивности метасоматоза или унаследованность первичного сложения исходных пород. Руды жильные, возникшие путем выполнения трещин, отличаются колломорфным строением, им присущи крустификационно-полосчатая, сферолитовая, почковидная и оолитовая текстуры. Характерно при этом, что в неизмененном виде структурно-текстурный рисунок метасоматических и особенно колломорфных руд не сохраняется. Признаки перекристаллизации магнетита наблюдаются в зоне оруденения повсеместно, но степень такого преобразования весьма различна. Наиболее полное перераспределение рудного вещества имеет место в зонах дробления, в то же время руды, не подвергшиеся катаклазу, изменены бывают значительно меньше. В месторождении представляется возможным выделить три стадии метаморфического преобразования руд.

Стадия перераспределения вещества начинается с дифференциации сложного магнетит-серпентинит-хлоритового вещества на рудную и силикатную составляющие. Происходит расслоение единой тонко-дисперсной массы с образованием ритмически-полосчатых и концентрически-зональных агрегатов типа оолитов. Каждая полоска и зона таких обособлений оказывается сложенной только рудным или же существенно силикатным веществом. В местах, где процесс перераспределения вещества прошел не до конца, рудные зоны оказываются «загрязненными» силикатами, а силикатные зоны, в свою очередь, сохраняют диспергированные частицы рудного вещества. Эта стадия характеризуется возникновением ритмически-полосчатых и концентрически-зональных текстур (рис. 1, 2) *.

Стадия собирательной перекристаллизации представляет собой дальнейший, более глубокий процесс преобразования магнетитовых руд. Дифференциация вещества в это время продолжается, но протекает в несколько ином направлении по сравнению с первой стадией. Принципиально новым здесь является перераспределение рудно-силикатной массы внутри отдельных ритмов и зон, что вызывает существенную перестройку первичных текстур. В ритмически-полосчатых рудах скрытокристаллическое рудное вещество стягивается в отдельные неправильной формы участки, разделенные между собой хлорит-серпентиновой массой. Таким образом, нарушается ритмичная полосчатость и появляются пятнистые руды, в которых агрегатные скопления магнетита приобретают мелко- или даже среднезернистое строение. При процессах собирательной перекристаллизации рудная масса местами настолько очищается от силикатов, что становится практически мономинеральной — магнетитовой. Отдельные участки таких руд приобретают черты массивного сложения.

В оолитовых рудах собирательная перекристаллизация протекает несколько иначе. Она начинается с нарушения сплошности отдельных рудных зон, магнетит-гематитовая масса которых концентрируется небольшими пятнами с характерным комковато-скрытокристаллическим строением. Внутренняя структура таких оолитов существенно изменяется, прежде всего они утрачивают частично или полностью концентрически-зональное строение. Дальнейшее изменение сводится к тому, что рудная масса как бы центробежно стягивается к некоторым точкам и тем самым еще более нарушается внутренняя структура оолитов.

Форма таких стяжений очень сложная, амебовидная, между ответвлениями иногда усматриваются реликты концентратов (см. рис. 2). Некоторая часть стяжений претерпевает даль-

* Рисунки здесь и далее см. в приложении.

нейшую перекристаллизацию с образованием лучистых и шестоватых агрегатов, напоминающих собой сферолиты (рис. 3).

Стадия перекристаллизации зернистых агрегатов завершает локальное перераспределение рудного вещества. Под воздействием гидротермальных растворов, обильно пропитывающих руды в зонах дробления и участках повышенной пористости, происходит перекристаллизация тонко- и мелкозернистых агрегатов. Образуются неравномерно-зернистые, большей частью порфиробластические руды, в которых магнетит очищается не только от механических примесей (мелких включений хлорита и серпентина), но и от изоморфно входящих в его решетку магния, алюминия, титана. Порфиробластические руды встречаются в месторождении отдельными неправильной формы участками, приурочиваясь, как правило, к зонам тектонических нарушений. К этой же стадии относятся шестоватые агрегаты магнетита, возникшие при полной перекристаллизации сферолитов (рис. 4).

Следует иметь в виду, что выделенные нами стадии преобразования вещества указывают на разные стороны процесса. Они отражают в известной мере последовательность метаморфизма руд и, следовательно, дают представление о времени этих процессов, свидетельствуют еще и о степени интенсивности преобразования вещества.

Наиболее полно, как отмечалось, стадийность представлена в жильных рудах, описание которых будет дано. Колломорфные руды, составляющие обычно основу жил выполнения, отличаются четко выраженным ритмическим строением. Последнее выражается в том, что в направлении от осевой части жил к зальбандам наблюдается своеобразная последовательность перераспределения вещества, сопровождающаяся нередко увеличением степени его перекристаллизации. Так магнетит-силикатные ритмы центральных частей жил характеризуются скрытокристаллическим строением. Морфологически они похожи на плотную асфальтоподобную массу, в которой равномерная смесь магнетит-серпентин-хлоритового вещества не обнаруживает даже под микроскопом каких-либо признаков зернистости. В отдельных участках этих руд наблюдаются неправильные тонкие следы трещин дегидратации, возникшие в результате диагенеза геля. Перераспределение материала (первая стадия метаморфизма) начинается здесь с частичного разделения силикатно-рудного геля на отдельные составляющие. При этом в переходном этапе в рудообразующей массе появляется обильная пористость. Располагаясь в виде нечетких полос, поры являются своего рода центрами стягивания силикатной массы. В результате сложная по составу смесь частично дифференцируется с образованием руд нечеткополосчатой текстуры, где ритмы колломорфного строения, обогащенные порами, а следовательно, и силикатным

материалом, чередуются с ритмами существенно магнетитового состава. Ближе к периферии жил (пример сочетания первой и второй стадий) в результате более интенсивного действия метаморфизма структура рудных ритмов резко изменяется: вместо скрытокристаллической разности формируются ритмы тонкозернистого строения. В этом случае рудные ритмы очищаются от примесей силикатного материала, который либо отгоняется, образуя магнетит-серпентин-хлоритовые каймы магнетитовых ритмов, либо формирует самостоятельные, правда менее мощные, полосы силикатного вещества. В приальбандовых частях рудных жил тонкозернистый магнетит сменяется вначале клиновидной, а затем игольчатой его разностью. Отпрепарированные у стенок образцы имеют бугорчатую поверхность, причем их выпуклая часть, как правило, бывает обращена к центру жилы и характеризуется четко выраженной скорлуповатостью. Отсутствие скорлуповатости во внутренних частях агрегатов может быть объяснено своеобразным расположением индивидов магнетита, которые растут перпендикулярно стенкам или образуют лучистые скопления. При этом довольно часто наблюдается вращение «игл» магнетита из одного ритма в другой. Возникновение подобного рода шестоватых агрегатов магнетита, образующих радиально-лучистые обособления, связывают с кристаллизацией из некоторых центров с дальнейшим в процессе роста индивидов геометрическим отбором. Авторы не отрицают возможности образования подобных агрегатов из истинных растворов, однако постепенный переход от колломорфных разностей к кристаллически-зернистым, ассоциация их с оолитовыми образованиями позволяют сделать вывод об участии в их формировании гелей. Диагенез, а также наложенные впоследствии процессы перераспределения вещества и собирательной перекристаллизации привели к появлению лучистых текстур. Подобные агрегаты являются довольно редкими формами, однако Красноярское месторождение можно отнести, пожалуй, к числу тех немногих гидротермально-метасоматических месторождений, в которых оолитовые образования распространены довольно широко. При изучении руд и околорудных пород оолиты были обнаружены в рудах эксплозивных брекчий и в рудах жил выполнения. Несмотря на большое морфологическое разнообразие сферических форм, колломорфные оолиты обоих типов руд сходны не только внешне, но и по внутреннему строению.

Жильные оолитовые руды изучались в западной части карьера, где они слагают небольшое линзовидное тело (мощность 0,8 м). Залегают они в осевой части жилы согласно с ритмически-полосчатыми рудами. В периферических частях жил эти оолиты встречаются редко. В рудах эксплозий они образовали небольшие скопления, гнезда, струи. Форма

оолитов в большинстве случаев сфероидальная. Наследственных форм оолитов, в которых внешний облик определяется формой и размерами частиц, служащих своего рода затравками, как в рудах жил выполнения, так и в рудах эксплозий, не наблюдалось. Искажения формы сферических тел связаны с уплотнениями оолитовых масс. Это приводит к образованию слабо сплюснутых, эллипсоидальных и неправильной формы образований с характерным для оолитов концентрически-зональным строением. В случае значительного уплотнения оолиты приобретают плоские поверхности соприкосновения с образованием форм типа многогранников. Такую морфологию агрегатов можно объяснить плотным примыканием шаровидных тел оолитов и ограниченным пространством их роста.

По внутреннему строению, в зависимости от степени метаморфизма, оолиты можно разделить на концентрически-зональные (только стадия перераспределения вещества), радиально-лучистые (собирательная перекристаллизация) и оолиты переходной группы, характеризующиеся одновременно концентрически-зональным и радиально-лучистым строением (сохранились признаки стадии перераспределения вещества и собирательной перекристаллизации).

В поперечном сечении концентрически-зональные оолиты состоят из чередующихся зон различного состава. Ритмические пары здесь представлены магнетитом и смесью серпентина с хлоритом. Иногда отдельные зоны сложены гематитом. Н. В. Павлов (1961) указывает на присутствие в отдельных ритмах маггемита. Нередко при длительном перераспределении вещества отдельные группы ритмических пар оолитов объединяются в своеобразные концентры, которые подчеркиваются образованием более мощного мономинерального ритма или формированием зоны, несущей другой текстурный рисунок. В рассматриваемых концентрически-зональных оолитах структура минеральных агрегатов однообразна. Это в основном равномерно-тонкозернистая метаколлоидная структура, образовавшаяся в результате перекристаллизации вещества первично-гелевой природы.

Оолиты радиально-лучистого строения и оолиты, состоящие одновременно из концентрически-зональных и радиально-лучистых агрегатов, сходны между собой, поэтому их описание приведем совместно.

Характерная особенность внутреннего строения таких оолитов — это шестоватые агрегаты магнетита, т. е. своеобразные лучи, исходящие из центра по направлению радиуса, и образовавшиеся в результате собирательной кристаллизации рудного вещества. Процесс возникновения таких лучей был длительным и протекал постепенно. Об этом свидетельствует присутствие большого количества оолитов с переходными формами внутреннего строения.

На фотографии (см. рис. 2) видно, что перераспределение рудного материала может начинаться в любой части оолита, во внешней или центральной, охватывая сразу пачку или несколько пачек магнетитовых концентров. Нередко собирательная кристаллизация, сопровождающаяся перераспределением вещества, начинается в центре оолитов с формирования ядра комковато-скрытокристаллического строения. Последующее, слабо проявленное перераспределение магнетита концентров приводит к нарушению их сплошности. При этом концентр как таковой сохраняется, но магнетит в нем распределен уже неравномерно, что выражается в образовании в концентриках компактных, существенно магнетитовых, или, наоборот, сильно разубоженных, иногда вообще безрудных участков. Магнетит как бы центробежно стягивается внутри ритмов, нарушая их сплошность. Более глубокое перераспределение магнетита приводит к образованию неправильных, часто амебовидных форм, при этом между ответвлениями новообразований сохраняются реликты концентров. Наиболее позднее преобразование рудного вещества приводит к образованию лучистых и шестоватых агрегатов магнетита. В случае, если процесс прошел до конца, образуются радиально-лучистые оолиты, а если нет, то в строении оолитов будут одновременно присутствовать концентрически-зональные и радиально-лучистые агрегаты (рис. 3). Процесс перекристаллизации оолитов после образования шестоватых агрегатов не заканчивается, он продолжается. Лучистые агрегаты магнетита, являясь неустойчивыми, преобразуются в зернистые разности, нередко полностью затушевывая картину их первично-гелевой природы. Единичные оолиты такого строения наблюдаются только в рудах эксплозий; в рудах жил выполнения их нет.

На возможность перегруппировки вещества при формировании оолитов Красноярского месторождения указывалось Н. В. Павловым (1961). По его мнению, перегруппировка сводилась к тому, что рудное вещество (магнетит и др.) обособилось от силикатного (хлорит, серпентин и др.) в форме чередующихся зон. Оолиты же радиально-лучистого строения представляют собой результат более глубокого преобразования вещества, когда наряду с формированием концентрических зон происходила линейная перегруппировка вещества вследствие его собирательной перекристаллизации. Связь возникновения лучистости с раскристаллизацией гелей ранее изучалась. Так, А. Г. Бетехтин и другие (1964) при описании дендритовых, лучистых, ветвистых и сферолитовых микротекстур подчеркивают, что наиболее благоприятными условиями их возникновения можно считать раскристаллизацию гелей. Е. А. Радкевич (1952), Ф. Н. Шахов (1961) и другие показали, что раскристаллизация геля, как правило,

протекает неравномерно. В процессе ее происходит перемещение вещества, при этом в участках более интенсивной раскристаллизации ритмическая полосчатость затушевывается. что также не исключает формирования лучистости. Более поздние наблюдения (Рамдор, 1962) показали, что подобная микротекстура может возникать и при раскристаллизации различных скрытокристаллических образований. Эти общие представления не только не противоречат нашим наблюдениям, а, наоборот, полностью согласуются с ними.

Однако нельзя не сказать, что существует и другая точка зрения, согласно которой лучистые и шестоватые структуры концентров наиболее характерны для оолитов кристаллизационного происхождения (Григорьев, 1961). Такая возможность образования оолитов совсем не исключается, но рассматривать данную структуру как однозначный критерий только кристаллизационного происхождения агрегатов, конечно, нельзя.

Весьма своеобразно первая стадия метаморфизма проявилась в метаколлоидных образованиях типа глобулитов. Эти образования магнетита по своей форме близки к сферическим ($D=0,01-1$ мм). Сложены они мельчайшими изометричными тельцами, различимыми под микроскопом только при больших увеличениях (рис. 5). Как видно из приведенной фотографии, образование глобулитоподобных агрегатов начинается сразу же после оформления ритмически-полосчатых текстур, т. е. после разделения сложного геля на рудную и силикатную части. В это время ритмы серпентин-хлоритового состава, вероятно, были еще вязкими, способными к слабому течению, а перераспределение магнетита продолжалось. Будучи более тяжелым, чем силикатное вещество, магнетит рудных ритмов под действием сил гравитации начинал перемещаться, увлекая за собой соседние магнетитовые частицы. Стремясь занять наименьший объем, они перегруппировывались, передвигались дальше, вовлекая в движение новые частицы магнетита и участки серпентин-хлоритового геля. Об этом свидетельствуют глобулитоподобные агрегаты магнетита различной степени оформления и струйчатые потоки в силикатных ритмах.

Рассматривая особенности метаморфизма магнетитовых руд Красноярского месторождения в целом, следует заметить, что: 1) перекристаллизация вещества наиболее легко и полно осуществляется в рудах коллоидного происхождения и протекает стадийно; 2) локальный метаморфизм приводит в конечном итоге к образованию идентичных структур и микротекстур; 3) перекристаллизация в рудах жил выполнения протекает повсеместно, в рудах эксплозивных брекчий — локально; 4) наиболее полно в рудах Красноярского месторождения проявились стадии перераспределения вещества и стадия собирательной кристаллизации.

Тагарское месторождение

По геологической позиции и характеру рудной минерализации это месторождение очень сходно с месторождениями Ангаро-Илимского района. Расположено оно в Среднем Приангарье, в пределах Кодинской горст-антиклинальной структуры, входящей в состав Ангарских складок. По данным Р. В. Киселова и других (1968), эта система складок представляет непосредственное продолжение Вихоревской структуры Ангаро-Илимского района.

Тагарское месторождение, как, впрочем, и все другие железорудные месторождения западной окраины Сибирской платформы, приурочено к трубке взрыва, представляющей собой в первом приближении столбообразное тело, в составе которого наряду с обломками вмещающих пород основную роль играют вулканические эксплозии, а также материал интрузивных образований. Наличие в трубке взрыва брекчий трения, катаклизитов и милонитов свидетельствует о длительных тектонических процессах.

Наиболее древние породы района — известняки и доломиты нижнего кембрия — слагают ядро Кодинской антиклинали; они распространены за пределами Тагарского месторождения. Эти породы перекрываются с угловым несогласием терригенно-карбонатными отложениями среднего и верхнего кембрия, в составе которых отмечаются мергели, известняки, аргиллиты, песчаники и алевролиты. Более молодые — каменноугольные образования — представлены алевролитами, известняками и аргиллитами. Контакт средне-верхнекембрийских и карбоновых отложений тектонический. Все вмещающие оруденение породы изменены весьма незначительно. В них повсеместно сохранилось глинистое вещество, а в известняках — типичная пелитоморфная структура. Не претерпели существенных изменений и пластовые тела траппов. Главные минералы этих пород — плагиоклаз и пироксен — свежие и только в отдельных участках они совсем незначительно серицитизированы и хлоритизированы. Судя по степени сохранности первичного материала, осадочные породы Среднего Приангарья не испытали метаморфических преобразований, они претерпели изменения стадии катагенеза. Вместе с тем парагенезис минералов в рудах и околорудных метасоматитах определенно указывает на образование их в условиях достаточно высоких температур. В частности, гомогенизация газовой-жидких включений в гранате и пироксене из рудной зоны месторождения происходит при температурах 325—580°C. Такие температуры не могут быть обусловлены естественным градиентом, они связаны с локальным прогревом толщ в участках деятельности гидротермальных растворов, и не имеют отношения к региональному метаморфизму.

Породы, слагающие «трубку взрыва» в неизменном виде, практически не сохранились. Они повсеместно в той или иной мере скарнированы, однако наиболее интенсивно здесь проявились гидротермальные метасоматические процессы: хлоритизация, серпентинизация, карбонатизация. Магнетитовое оруденение локализовано полностью в пределах «трубки взрыва» и не выходит за ее пределы. Рудные тела характеризуются сложной линзовидной, штокообразной и жильной формой залегания. В рудах преобладает всегда магнетит, иногда вместе с ним наблюдаются гематит, маггемит, гидрогематит, лимонит, пирит, пирротин, халькопирит. Из нерудных обычны хлорит, серпентин и кальцит, в некоторых разновидностях встречаются гранат, пироксен, эпидот и флогопит (Дымкин, Новожилов, 1973).

В месторождении наиболее широко распространены руды брекчиевидной текстуры, в которых обломки неизменных или метасоматически переработанных пород сцементированы зернистыми агрегатами магнетита. Встречаются также прожилково-вкрапленные, массивные, полосчатые и пятнисто-вкрапленные руды, среди которых изредка бывают видны колломорфные обособления магнетита. Последние, по сравнению с Красноярским месторождением развиты ограниченно, что, по-видимому, связано с перекристаллизацией подавляющей массы колломорфных выделений и образованием обычных кристаллически-зернистых агрегатов. Необходимо отметить, что среди мелкозернистой массы руд нередко наблюдаются более крупные зерна магнетита, напоминающие порфировые выделения. По своей природе они неодинаковы. При изучении аншлифов четко выделяются первичные и вторичные образования магнетита, относящиеся к разным стадиям рудного процесса.

Первичные порфиroidные выделения магнетита встречаются обычно в виде одиночных зерен и очень редко в форме гломеропорфировых сростков. Благодаря более крупным размерам (до 1,5 мм в диаметре) этот магнетит хорошо виден невооруженным глазом на фоне мелкозернистой массы, отдельные зерна которой не превышают 0,02—0,04 мм. Порфиroidные выделения магнетита не обнаруживают сколько-нибудь заметных признаков идиоморфизма по отношению к окружающей его мелкозернистой массе. Они представлены изометричными сложной конфигурации зернами с неровными, извилистыми ограничениями. Постоянно в них, как и в основной мелкозернистой массе, отмечаются под микроскопом реликты сохранившихся от замещения нерудных минералов, беспорядочно расположенных в пределах всего зерна. Порфиroidный магнетит тесно срастается с мелкозернистой массой и при этом не обнаруживает признаков ее замещения. Все эти факты позволяют нам высказать предположение, что крупные отдельные зерна магнетита, равно как и гломеро-

порфиновые его сростки, образовались одновременно с основной мелкозернистой массой и большая величина их зерен связана с благоприятными условиями роста в процессе кристаллизации. Весьма характерно, что в окружающей такие вкрапления мелкозернистой массе наблюдаются отдельные индивиды магнетита с отчетливой структурой распада твердых растворов. Мелкие выделения шпинели образуют в магнетите характерную решетку. Наличие подобного рода структур распада указывает, во-первых, на сравнительно высокую температуру кристаллизации магнетита и, во-вторых, позволяет утверждать, что изоморфным в магнетите является не только магний, но и алюминий.

Совершенно иначе выглядят вторичные порфиновые выделения магнетита — порфиробласты. Они, подобно первичным, встречаются поодиночке, но чаще всего образуют агрегатные скопления, имеющие форму гнезд или сильно вытянутых линз. При изучении под микроскопом сразу же обращает на себя внимание сравнительная чистота этих зерен, в них почти не видно посторонних включений, что по-видимому, связано с собирательной перекристаллизацией магнетита и очищением его от реликтов нерудной массы. Об этом же свидетельствует наличие в краевых частях порфиробластов включений отдельных мелких зерен магнетита, которые еще не успели перекристаллизоваться. Скорее всего, эти зерна были «захвачены» разраставшимися порфиробластами. Рассматриваемые выделения магнетита большей частью ксеноморфны, но в местах, где на магнетитовые руды накладывается сульфидная минерализация, они приобретают идиморфные очертания.

Участки перекристаллизованных магнетитовых руд встречаются в зоне оруденения повсеместно. Однако они не образуют единых рудных тел, а представлены гнездами, линзами или неправильной формы обособлениями среди мелкозернистых брекчиевидных и массивных руд, приурочиваясь к участкам трещиноватости.

Появление таких руд крупнозернистого строения связано, как мы полагаем, с деятельностью гидротермальных растворов, которые вызывали перекристаллизацию магнетита и частичное переотложение его в зонах дробления и в трещинках. Это типичная третья стадия преобразования рудного вещества.

Более наглядно процессы метаморфизма руд проявились в участках колломорфного строения. В Тагарском месторождении, как было уже сказано, колломорфные агрегаты магнетита встречаются редко. Сконцентрированы они в эксплозивных брекчиях в виде небольших, округлой формы обособлений, сцементированных хлорит-серпентиновой массой или же тонкоперетертым глинистым веществом. Изредка колломорфным магнетитом бывают сложены тонкие и, как правило, быстро выклинивающиеся жилки.

Колломорфные агрегаты магнетита в различной степени раскристаллизованы. Для наименее измененных разностей характерна округлая или несколько сплюснутая форма обособлений, которые тесно примыкают друг к другу или же располагаются поодиночке в нерудной массе. Сложены они тонкодисперсным рудным веществом, напоминающим по своей структуре микрофелзиты. В общем виде это весьма пористая, еще не полностью раскристаллизованная масса, в которой едва заметно начинает проявляться концентрическое обособление рудного вещества от силикатного (первая стадия метаморфизма). В отдельных таких образованиях обнаруживаются трещинки грубо радиального или концентрического направления, возникшие, по-видимому, в процессе усыхания и раскристаллизации геля.

Несколько измененные колломорфные выделения, встречающиеся здесь же в одних и тех же участках руд, отличаются большей перекристаллизацией и перегруппировкой рудного вещества. Тонкодисперсная масса оолитов приобретает кристаллическое строение, при этом мелкозернистые агрегаты магнетита располагаются либо грубо концентрически, либо без видимой закономерности. Округлая форма оолитов в данном случае еще сохраняется. При усилении метаморфизма концентрическая зональность исчезает полностью, а вместо нее возникает новая—радиально-лучистая структура (рис. 6). Изредка в Тагаре встречаются оолиты, в которых одни зоны состоят из радиально-лучистых агрегатов, а другие — из изометричных, очень мелких зерен магнетита. Однако при разрастании последних зональность утрачивается, а внешние контуры колломорфных образований становятся неправильными или грубо полигональными.

В месторождении широко представлены также образования типа сферолитов, возникшие путем кристаллизации из истинных растворов. В процессе роста сферолитовых образований и геометрического отбора индивидов появляются довольно крупные шестоватые агрегаты магнетита, образующие обособления отчетливо полигональных очертаний. Процесс перекристаллизации сферолитов этим не заканчивается. Шестоватые агрегаты магнетита, представляющие неустойчивую форму, распадаются далее на ряд мелких изометричных зерен, по общему расположению которых еще можно определить первичное радиально-лучистое строение сферолитов. Однако последующая перекристаллизация приводит к образованию относительно крупных зерен магнетита, которые утрачивают первичную структуру (третья стадия локального метаморфизма).

Рассматривая особенности преобразования руд Тагарского месторождения в целом, следует отметить два важных фактора: 1) перекристаллизация магнетита, хотя и осуществ-

лялась по-разному, но в конечном итоге приводила к образованию более крупнозернистых структур; 2) перекристаллизация колломорфных агрегатов магнетита протекала стадийно и затрагивала только сравнительно небольшие участки рудной зоны.

АЛТАЕ-САЯНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Тейское железорудное месторождение

По условиям залегания, структурно-текстурным особенностям руд и минеральным парагенезисам Тейское месторождение представляет собой переходную разность, в которой сочетаются признаки гидротермальных месторождений, типа «трубок взрыва» и классических контактово-метасоматических.

Руды с признаками перераспределения и перекристаллизации вещества на данном месторождении тесно ассоциируют с блочно-брекчиевидными породами, определяя тем самым широкое распространение брекчиевых, псевдобрекчиевых и брекчиевидных текстур. Следует, однако, указать, что в рудах Тей наиболее четко выявляются только первая и третья стадии метаморфизма, тогда как, например, в Красноярском месторождении последняя стадия (третья) практически не проявилась.

В геологическом строении рассматриваемого района принимают участие магматические, осадочные и метаморфические породы. Наиболее древними из них являются нижнекембрийские известняки с редкими прослоями и линзами известковистых песчаников, сланцев и кварцитов. В северо-восточной части месторождения вскрывается толща среднедевонского возраста, сложенная мелкозернистыми известковистыми песчаниками, мергелями и серыми битуминозными известняками с обильной фауной брахиопод.

К западу и северо-западу от месторождения находится поле широко развитых девонских вулканогенно-осадочных пород пестрого состава (порфиры, сиенит-порфиры, фельзиты, ортофиры, а также туфы и туфобрекчии). К востоку, в водораздельной части рек Б. Шоры, Тей и Тузухсу, располагается габбро-периidotитовая интрузия. В юго-восточной части района граниты Есинского плутона прорывают известняки и кристаллические сланцы метаморфической толщи.

Руды Тейского месторождения пространственно и генетически связаны с более молодой интрузией сиенитов, которая представлена многочисленными мелкими гипабиссальными телами кварцевых щелочных сиенитов, граносиенитов и различных сиенит-порфиров, составляющих единый нижнедевонский магматический комплекс. Собственно скарново-рудная зона приурочена к участку сопряжения главного Тейского разлома с тектоническими нарушениями второго порядка

(абагасские нарушения). Существенно отметить, что тела скарнов располагаются обычно в лежащих боках рудных тел. Скарны представлены двумя типами — магнезными и известковыми. Первые из них сформировались за счет доломитов и доломитизированных известняков в магматическую стадию. Пироксен-гранатовые скарны (известковые) возникли в постмагматическую стадию по алюмосиликатным и, меньше, карбонатным породам. Наиболее благоприятной средой для развития магнетитового оруденения были аподолмитовые магнезные скарны, сохранившиеся от замещения только небольшими участками. В значительных масштабах магнетит развит и в известковых скарнах. Оруденение отмечается также в первичных алюмосиликатных и карбонатных породах (Комаров, 1961).

По минеральному составу выделяются серпентин-магнетитовые, карбонатно-магнетитовые и гематит-магнетитовые руды. Из текстурных разновидностей преобладают руды массивные, брекчиевые, брекчиевидные, блочно-брекчиевидные, пятнистые, а также их различные комбинации. Перераспределение вещества и частичная его перекристаллизация в Тейском месторождении, как и в Красноярском, устанавливаются главным образом в рудах коллоидного происхождения.

Колломорфные руды в виде почковидных, фестончатых и других образований встречаются среди массивных, блочно-брекчиевидных руд магнетит-карбонатного и магнетит-серпентинового состава. Почковидные образования в карбонат-магнетитовых рудах встречаются редко. Нами подобные формы были обнаружены среди зернистых руд в контакте с гнездами калышта. Величина почковидных обособлений колеблется от 3 до 5,5 см в поперечнике. Часто, соприкасаясь с зернистым магнетитом, «почки» теряют четкость своей формы. Для почковидных агрегатов характерно то, что своей выпуклой стороной они, как правило, бывают обращены в сторону карбонатных обособлений. Состав почковидных агрегатов прост. Они состоят из скрытокристаллического магнетита с незначительной примесью пластинчатого пирита, который внутри почки располагается лучисто. В мелких почковидных агрегатах скрытокристаллический магнетит в реликтовой форме сохраняется только в центральных частях, тогда как внешняя часть почти полностью бывает сложена зернистой его разновидностью (рис. 7). Это указывает на характер процесса перекристаллизации, который начался с периферии почковидных агрегатов и прошел почти до конца (III стадия). Иногда последовательность перекристаллизации обратная: ядерная часть почек (рис. 8) оказывается ритмически-зональной, а периферийная остается скрытокристаллической — нерасслоенной.

Наиболее полно метаморфизм руд Тейского месторождения осуществился в колломорфных агрегатах, состоящих ото-

рочки серпентин-магнетитовых блоков. При микроскопическом изучении этих руд выявляются своеобразные ритмически-полосчатые и сферические микротекстуры, а также их переходные разности, обладающие скрытокристаллическим строением. При этом нередко в результате разделения сложного геля формируются полоски существенно магнетитового и серпентинхлоритового состава (рис. 9).

Процесс перераспределения вещества в этих агрегатах протекал весьма своеобразно, что привело к появлению почек усложненного строения, когда на фоне общей ритмичности выделяются почки, разобщенные более мощными зонами силикатного материала (тонкая смесь серпентина с хлоритом).

Внутреннее строение зонально-фестончатых и сферических образований типа оолитов, в отличие от подобных Краснояровского месторождения, характеризуется отсутствием лучистости. Сохранившимся в ритмах сферическим тельцам в форме правильного шара или эллипсоида присуще концентрически-зональное строение, при этом зоны оолитов прямолинейны или слабо волнисты. По составу они существенно магнетитовые или существенно силикатные. Особый интерес, на наш взгляд, представляют сферические образования агрегатов магнетита, «загрязненные» незначительной примесью тонкочешуйчатого хлорита и серпентина. В данном случае, вероятно, перераспределение вещества сложного геля было длительным и весьма значительным, в результате чего произошло обособление рудного и силикатного вещества. Рудная масса, стараясь занять энергетически выгодный объем, послужила началом образования сферических агрегатов, силикатная — вошла в состав ритмически-полосчатых форм усложненного строения.

В процессе последующего преобразования сферолитовых, фестончато-полосчатых и других колломорфных агрегатов их структура резко изменилась: скрытокристаллический магнетит преобразовался в тонкозернистые агрегаты. При этом в отдельных обособлениях реликты первично-коллоидных структур сохранились, в других они исчезли полностью. Процесс перекристаллизации, однако, на этом не заканчивается. Происходит дальнейший рост кристаллов и образование в целом крупнозернистого магнетита. Отдельные кристаллы последнего или небольшие его скопления венчают серпентин-магнетитовые блоки, а также встречаются в виде линз, пятен, жилков среди массивных руд магнетит-карбонатного состава. Особенностью строения таких кристаллов является их зональность, выявленная травлением магнетита в парах плавиковой кислоты. Зоны четкие, тонкие, по форме в периферии повторяют полигональный срез зерна. Ближе к центру зоны приобретают прихотливо извилистые контуры. Появление таких участков связано с заключительной стадией метаморфизма колломорфных руд, претерпевших частичное раство-

рение и локальное переотложение в рудной зоне. Заметим, что подобная картина роста кристаллов наблюдалась В. В. Бадиковым при экспериментальном исследовании процесса гидротермальной перекристаллизации галенита. Им было, в частности, отмечено, что незначительный избыток растворенного галенита приводит к моментальной разгрузке раствора за счет образования новых центров кристаллизации или роста выпавших кристаллов.

Абагасское месторождение

Месторождение г. Абагасс входит в единую генетическую группу, известную в литературе под названием Тейской. Геология района описана нами при рассмотрении Тейского месторождения; поэтому, не повторяясь, считаем необходимым остановиться только на тех основных моментах преобразования руд Абагасса, которые не характерны для предыдущих месторождений.

Как уже упоминалось, на Тейском месторождении широко распространены магнезиальные и известковистые скарны. Первые развиваются по доломитам, вторые — по алюмосиликатным породам и в небольших объемах — по карбонатным. Магнетитовая минерализация наложена не только на магнезиальные, но и на известковистые скарны.

На Абагасском месторождении магнезиальные скарны отсутствуют вообще, известковистые — распространены широко, но неравномерно. В гидротермальную стадию они подверглись хлоритизации, карбонатизации и эпидотизации. Руды Абагасса образованы главным образом путем замещения карбонатных пород — известняков.

По составу руды существенно гематит-мушкетовитовые и гематит-мушкетовит-магнетитовые со своеобразной последовательностью выделения: гематит-мушкетовит-магнетит (Васильева, 1971). Текстуры руд шестоватые, метловидные, решетчатые. Сочетаясь, они нередко формируют обособления, напоминающие рисунок ледяных узоров. Это дендритовый тип сложения. Подавляющая масса пластин мушкетовита несет своеобразную оторочку из тонкозернистого магнетита.

Особенностью руд рассматриваемого месторождения так же, как, впрочем, руд Красноярского и Тейского месторождений, является их локальный метаморфизм. Однако в рудах г. Абагасс метаморфические изменения проявились иначе. Здесь, помимо раскристаллизации и перераспределения вещества, отмечаются признаки деформации руд и отдельных минералов.

На Абагасском месторождении установлено несколько генераций гематита. Гематит-I в рудной зоне сохранился только в виде небольших реликтов в мушкетовите. Гема-

тит-II представлен небольшими лучистыми скоплениями или отдельными пластинками, которые обрастают мушкетовит. При изучении гематита-II в иммерсии в отдельных его индивидах были обнаружены полисинтетические субпараллельные пластинчатые двойники (Дымкин, Васильева, 1964), которые нередко проходят через два или несколько соседних зерен, что подчеркивает их более позднее время образования. Ширина двойниковых пластин варьирует от 0,002 до 0,004 мм в поперечнике. Двойниковые швы четкие, прямолинейные, иногда слабоизогнутые.

Появление полисинтетических двойников в гематите, скорее всего, связано с процессами деформации, имевшими место значительно позже формирования руд.

При минераграфическом изучении мушкетовита было обнаружено явление раскристаллизации, выразившееся в превращении пластинчатой разности магнетита в зернистую. При этом местами отчетливо сохранились пластинчатые контуры мушкетовита, в сущности, состоящие уже из агрегата изометричных зерен магнетита, разобщенных между собой нерудной массой (рис. 10). Некоторые пластины мушкетовита разорваны, а отдельные части их разобщены между собой кальцитовой массой.

Для выявления различий между так называемыми первичными рудами и перекристаллизованными их разностями были проведены определения физических величин магнетита (микротвердость, ферромагнитный резонанс), позволившие сделать ряд генетических выводов (Васильева, 1971).

Так, было установлено, что микротвердость мономинерального агрегата из колломорфных руд колеблется от $H=198$ кг/мм² до $H=380$ кг/мм², со средним значением $H=254$ кг/мм². Столь низкая величина микротвердости для магнетитов вообще нехарактерна, она, вероятно, связана с влиянием своеобразного состояния рудных растворов. Замеры проводились не на отдельных индивидах магнетита, а на мономинеральных агрегатах, ибо скрытокристаллическое состояние минералов не позволяет выделять отдельные зерна. Не исключена возможность загрязнения магнетита тонким хлоритовым и серпентиновым веществом, что также способствует изменению микротвердости в сторону ее снижения. Для проверки полученной величины микротвердости, характеризующей колломорфный агрегат в первой стадии метаморфизма, дополнительно была определена микротвердость колломорфных оолитов из центральной, средней и внешней частей, каждая из которых представлена совокупностью тончайших зон магнетита. Центральная часть имеет большое число трещин усыхания и, следовательно, меньше всего раскристаллизована. Средняя величина твердости ее магнетита $H=261$ кг/мм². Следующая часть оолита по отношению к

центральной и внешней частям несколько загрязнена нерудным веществом, что, по-видимому, сказалось и на твердости ($H=208$ кг/мм²). В третьей, внешней, зоне трещины усыхания отсутствуют, она как бы уплотнена ($H=267$ кг/мм²). Сопоставляя данные микротвердости внешней и центральной частей оолита, а также колломорфных агрегатов, нетрудно заметить близость их значений, что свидетельствует не только о сходных условиях их образования, но и об одинаковой степени последующих изменений.

В радиально-лучистых агрегатах, т. е. там, где метаморфизм достиг стадии собирательной раскристаллизации, магнетит обладает более высокой микротвердостью — от 414 до 540 кг/мм². При этом ее измерения в разных частях концентрических образований показали следующие значения: для внешней зоны $H=417$ кг/мм², для средней 451 и для центральной — 414 кг/мм². Не исключено, что раскристаллизация оолитов начиналась с периферии, достигла некоторого максимума в средней части и с ослаблением закончилась в ядре. В магнетите игольчатого облика твердость значительно выше — $M_a=556$ кг/мм².

В рудах Тейского месторождения микротвердость исследовалась в магнетитах колломорфного облика из желвачно-брекчиевидных руд серпентин-магнетитового состава. Под микроскопом такие индивиды обнаруживают сложное фестончато-зональное строение с заметными трещинами усыхания, концентрически-зональным и нечетко выраженным радиально-лучистым распределением вещества. Средняя величина микротвердости таких агрегатов магнетита $H=357$ кг/мм². При изучении их внешней и внутренней частей была установлена при одинаковом структурном рисунке различная степень пористости. Наиболее «рыхлой» оказалась центральная часть, которая отличается от внешних зон не только количеством пор, но и их величиной. Замеры твердости показали ее колебания от 382 (внешняя зона) до 362 кг/мм² (внутренняя зона). Подобное явление можно объяснить влиянием пористости на плотность (Овчинников, Шур, 1965; Овчинников, 1960). Последняя, как известно, и определяет в значительной степени величину микротвердости минерала.

Таким образом, микротвердость магнетита в зависимости от его строения значительно различается, что при практически одинаковом химическом составе, возможно, является одним из дополнительных критериев, свидетельствующих о различной степени преобразования первично-коллоидных масс.

При анализе данных резонансного поглощения энергии высокочастотного электромагнитного поля в ферромагнитных (ФМР) веществах было обнаружено различное значение полуширины линии спектра ФМР (ΔH) и смещения

линии спектра ФМР ($\Delta G_{\text{эфф}}$) для колломорфных магнетитов, характеризующихся некоторыми отличиями внутреннего строения. Так, если параметры спектра ФМР магнетитов колломорфных оолитов скрытокристаллической структуры, т. е. оолитов, претерпевших одну и ту же стадию изменения из руд осевой части жил выполнения ($\Delta H = 1,5$ кэрст; $\Delta G_{\text{эфф}} = 1,5$) и руд эксплозий ($\Delta H = 1,0 - 1,5$ кэрст; $\Delta G_{\text{эфф}} = 2$) Красноярского месторождения близки, то в магнетитах из ритмически-полосчатых агрегатов со следами перекристаллизации ΔH возрастает до 2 кэрст, при этом $\Delta G_{\text{эфф}}$ не изменяется. Колебание полуширины линии спектра ФМР отражается и на характере кривой. Так, наиболее симметричная форма линии характерна для магнетитов, имеющих меньшее значение ΔH , а во втором случае она незначительно расширяется. Обращает на себя внимание необычная линия ФМР со сложным контуром максимума линии поглощения крупнозернистых магнетитов из руд Тейского месторождения (рис. 11). Подобное явление можно объяснить появлением магнитной анизотропии, что вместе с тем не исключает проявления магнитной упорядоченности, связанной с формированием крупных кристаллов. Дело в том, что магнетит, как указывалось выше, при микроскопическом изучении после травления в парах плавиковой кислоты обнаруживает зональное строение с различной конфигурацией зон (в центральных частях зерен зоны прихотливо изогнуты, в средней — они выполаживаются и в периферийной — прямолинейны). Такое сложное строение отдельных индивидов указывает на дополнительные физико-химические факторы, которые усложнили общую картину их генезиса.

ТУРГАЙСКИЙ ПРОГИБ

Куржункульское месторождение

В средней части Главного рудного пояса Тургая (Дымкин, 1966) находится ряд магнетитовых месторождений, из которых Куржункульское — наиболее крупное. По характеру сорудных метасоматитов месторождение относится к типу скарново-гидросиликатных (Дымкин, Щербак, 1973). Локализовано оно в силлообразном интрузиве диорит-порфириров, внедрившемся в западное крыло Куржункульской антиклинали. В ядре антиклинали залегают туфы андезитовых порфириров так называемого пирокластического горизонта средне-верхнего визе. Налгающие на них известняки прослеживаются вдоль западного крыла антиклинали, а также в периклинальной ее части севернее месторождения. Мощность карбонатного горизонта достигает 300 м. В некоторых

местах известняки прорваны диорит-порфиритами, мраморизованы, кое-где сохраняют реликтовую слоистость.

Выше залегает визе-намюрская пирокластическая толща, прослеживаемая в виде широкой полосы западнее месторождения. Она отделена от известняков залежью диорит-порфиритов. Пирокласты представлены мелкообломочными лито- и кристаллокластическими туфами среднего состава, среди которых встречаются маломощные покровы андезитовых порфиритов.

Осадочно-вулканогенная толща, слагающая участок месторождения, простирается в северо-восточном направлении и падает к северо-западу под углом 40—45°.

Диорит-порфириты внедрились по крупному межпластовому срыву, сопряженному с Куржункульским разломом. Они слагают силлообразное тело и прослеживаются почти на 16 км при мощности до 500 м. Севернее месторождения, где межпластовый срыв пересекается диагональным разломом, пластовая интрузия резко раздувается, образуя ответвления по диагональному разлому. В пределах месторождения от силла отходят многочисленные послойные и секущие (типа даек) апофизы, часть которых, возможно, является питающими каналами. Характерно, что в диорит-порфиритах нередко встречаются в той или иной мере измененные ксенолиты известняков и вулканитов.

По составу диорит-порфириты неоднородны. Среди них выделяются пироксеновые, роговообманково-пироксеновые и кварцевые диорит-порфириты. Преобладают пироксеновые диорит-порфириты, отличающиеся своеобразной криптовой структурой и хорошо раскристаллизованной основной массой. Другие разновидности диорит-порфиритов имеют подчиненное развитие, они содержат повышенное количество роговой обманки и кварца. Диорит-порфириты в зоне оруденения интенсивно хлоритизированы и эпидотизированы. Особенно это характерно для участков, претерпевших предрудное дробление. Эпидот-альбит-хлоритовые метасоматиты образуют значительные ореолы вокруг рудных тел и самостоятельные обособления. Ограниченно развиты здесь пироксеновые скарны.

Магнетитовое оруденение почти полностью размещено в диорит-порфиритах. Рудная зона простирается в направлении параллельно пластам слоистой толщи и пластовой интрузивной залежи. Месторождение представлено двумя крупными столбообразными рудными телами длиной 1000 м, залегающими почти горизонтально один под другим. Кроме того, здесь имеется не менее 70 мелких линзо- и пластообразных тел. В северо-восточной части рудной зоны встречаются жильные и прожилковые руды. Они, правда, не пользуются большим распространением, но интересны тем, что с ними связаны колломорфные выделения магнетита.

Главная масса магнетита в рудах Куржункульского месторождения образована метасоматически путем замещения диорит-порфиров и частично известняков. Реликты этих пород, в той или иной мере измененных, встречаются в рудах постоянно. С магнетитом обычно ассоциируют хлорит-кальцит, эпидот, актинолит, меньше — пироксен, гранат и скаполит. По рудам и окружающим их метасоматитам развита наложенная сульфидная минерализация — вкрапленность, гнезда и прожилки пирита и пирротина. Реже в этой ассоциации встречаются халькопирит, сфалерит, борнит, ковеллин, халькозин, арсенопирит, марказит.

По текстурным признакам выделяются руды массивные, полосчатые, брекчиевые, брекчиевидные и прожилковые. Последние три разновидности приурочены обычно к периферии рудных тел, они как бы окаймляют руды массивные, причем переходы между ними, как правило, постепенные. В некоторых участках все текстурные разновидности руд неоднократно перемежаются в разрезе.

Колломорфные образования магнетита, хотя и распространены широко, но обособляются в массе руды отдельными, сравнительно небольшими участками. Чаще всего они встречаются в рудах брекчиевого и брекчиевидного сложения и в жилах среди метасоматически измененных диорит-порфиров.

Возникновение брекчиевых и брекчиевидных руд связано с интенсивным тектоническим дроблением алюмосиликатных пород, превращением их в катаклазиты, а местами даже в милониты. Различной величины и формы обломки этих пород сцементированы тонко- или мелкозернистыми агрегатами магнетита, местами отчетливо перекристаллизованными. Такие участки руд отличаются более крупнозернистым строением и наличием гломеропорфиобластических структур, сходных с таковыми Тагарского месторождения Среднего Приангарья. Этот тип перекристаллизации отражает третью стадию локального метаморфизма. Колломорфные выделения здесь обнаруживаются или между обломками в массе зернистого магнетита, или непосредственно окаймляют отдельные силикатные обломки, которые располагаются в рудной массе без видимой закономерности и только изредка приобретают грубую ориентировку. К середине рудных тел количество обломков постепенно уменьшается и руды приобретают массивное сложение, но и здесь, что очень важно отметить, изредка сохраняются реликты алюмосиликатных пород, не замещенные магнетитом.

Жилные и прожилковые выделения магнетита развиты больше всего на периферии рудных тел, осложняя их морфологию. Сложное сочетание различно ориентированных и взаимнопересекающихся жил магнетита обуславливает появле-

ние руд штокверкового типа. По способу образования здесь выделяются жилы выполнения и замещения (метасоматические). Колломорфные образования магнетита, как и в брекчиевидных рудах, приурочены к зальбандам жил, но нередко наблюдаются и во внутренних частях, где реликты силикатных пород отсутствуют, и только неоднородность текстурного рисунка руд, обилие мелкочешуйчатого хлорита указывают на то, что здесь когда-то были силикатные обломки, впоследствии нацело замещенные магнетитом.

Агрегаты магнетита колломорфной текстуры слагают отдельные участки среди мелкозернистых руд, сочетаясь нередко с выделениями крупнокристаллического кальцита, гнездами сидерита и гипса.

В брекчиевых и брекчиевидных рудах колломорфные выделения магнетита представлены тонкими концентрическими образованиями, зонально окаймляющими силикатные обломки. При этом зона, непосредственно примыкающая к обломку, в общем повторяет все его неровности, а внешняя следует примерно параллельно внутренней. Количество таких зон колеблется от 3—4 до 20—25. Зональность хорошо видна на овежем изломе руды, но еще более ясно она выступает на приполированной поверхности штуфа. По составу зоны значительно различаются между собой. Одни из них представлены только скрытокристаллическим магнетитом, другие — наряду с магнетитом несут значительную примесь нерудных минералов: плагиоклаза, пироксена, скаполита, кальцита, хлорита, третьи бывают сложены почти нацело микрокристаллической массой хлорита. Генетическая природа нерудных минералов различна. Например, плагиоклаз, пироксен и скаполит присутствуют здесь в виде мелких, частично корродированных рудной массой осколков. Не вызывает сомнений, что названные минералы представляют собой реликты, сохранившиеся при тектоническом дроблении вмещающих пород и дорудных метасоматитов.

В пределах Куржункульского месторождения признаки тектонического дробления отчетливо наблюдаются на протяжении всего процесса минералообразования, начиная от предскарновой стадии и кончая поздними выделениями сульфидов. Предрудные метасоматиты — пироксен-гранатовые скарны и скаполитовые породы — участками перетерты до состояния милонитов, в массе которых сохранились отдельные обломки пород и осколки минералов. Оруденение таких милонитов могло привести к образованию руд, в которых оказались как бы вкрапленными корродированные зерна плагиоклаза, скаполита и пироксена. Широко распространенный в этих рудах хлорит является новообразованным, он связан с раскристаллизацией сложного по составу гелевого вещества.

Колломорфные образования, окаймляющие силикатные обломки, быстро переходят и как бы сливаются с основной цементирующей рудной массой, представленной агрегатами магнетита мелко- или средне-зернистого строения. В составе цемента нередко наблюдаются нерудные минералы, эпидот, хлорит, кальцит, а также изредка реликты зерен плагиоклаза, скаполита и пироксена, уцелевшие от замещения магнетитом. Отметим, что мелкая вкрапленность магнетита, а иногда и небольшие его скопления нередко обнаруживаются и внутри силикатных обломков, даже в тех из них, которые несут каемку колломорфного магнетита. При этом каких-либо признаков пересечения колломорфного магнетита зернистым и наоборот не обнаружено. Кажется наиболее вероятным, что выделение магнетита метасоматического и колломорфного проходило одновременно, но условия их образования были, конечно, далеко не одинаковыми. Концентрически-зональные обособления магнетита вокруг обломков силикатных пород в брекчиевых и брекчиевидных рудах следует рассматривать как первую стадию преобразования гелевого вещества с дифференциацией его на рудную и силикатную (существенно хлоритовую) составляющие.

В прожилковых рудах выделения колломорфного магнетита характеризуются несколько иным строением. Они либо полностью слагают рудные прожилки, либо выделяются среди зернистых агрегатов магнетита. Размеры таких выделений, обычно несколько вытянутых, невелики — не более $2,0 \times 0,7$ см. Общие контуры обособлений колломорфного магнетита видны невооруженным глазом, однако детали строения распознаются только под микроскопом. Местами внутри колломорфных образований магнетита наблюдаются пластинчатые выделения пирита, расположенные беспорядочно, реже — субпараллельно или в виде елочек. Пластинки пирита сильно вытянуты, контуры их неровные, извилистые, нередко форма их осложнена многочисленными жилкообразными ответвлениями. Травлением полированных шлифов удалось установить, что пластинчатые выделения пирита не всегда являются монокристаллами, некоторые из них представляют собой агрегат тесно сросшихся изометричных зерен. Изредка в пластинчатом пирите сохраняются реликты неполностью замещенных пироксена, скаполита и плагиоклаза, а также небольшие включения пирротина. В отдельных случаях пластинчатые образования бывают сложены марказитом. Все это позволяет думать, что необычный пластинчатый габитус пирита обусловлен в данном случае формой замещенных минералов, т. е. он является псевдоморфным.

Колломорфные выделения магнетита имеют довольно сложную форму и далеко не одинаковы по внутреннему стро-

ению. Они несколько вытянуты или грубо округлой формы и благодаря концентрически-зональному строению достаточно четко обособляются в цементирующей их зернистой магнетитовой массе (рис. 12). В разрезе колломорфные выделения имеют фестончатую форму. При этом ядерная часть таких обособлений обычно пористая, скрытокристаллическая, в ней еще не видны признаки дифференциации вещества. В то же время окаймляющие ядро зоны разделены на рудные и силикатные. Такая последовательность преобразования колломорфных обособлений нередко нарушается. Встречаются руды, в которых ядра оолитов более раскристаллизованы, они по сравнению с внешними зонами почти полностью очистились от силикатной массы и представлены кристаллически-зернистыми агрегатами.

Периферийные зоны этих оолитов (рис. 13) также претерпевают собирательную перекристаллизацию (вторая стадия метаморфизма). Целостность зон, как видно на рис. 13, нарушается, рудное вещество обособляется отдельными, неправильной формы участками и в одних случаях образует радиально-лучистые сростки, а в других — слагается зернистыми агрегатами.

Зональность, оттеняющая каждый участок колломорфного магнетита, наиболее четко выражена во внутренней части обособлений. Иногда наблюдается такая картина: зоны одного участка, разрастаясь, приходят в соприкосновение с зонами другого, и тогда появляются общие окаймляющие зоны (рис. 14). На этом же рисунке видна еще одна любопытная деталь. Во внутренней части контуры зон являются округлыми и даже извилистыми. Они перемежаются с зонами нерудного вещества, что указывает на дифференциацию коллоидной массы (первая стадия метаморфизма). К периферии зоны становятся более прямолинейными, а слагающий их магнетит приобретает отчетливое кристаллически-зернистое строение. Происходит перекристаллизация рудной массы, местная перегруппировка ее и очищение от силикатных примесей (вторая стадия). Судя по степени измененности, раскристаллизация колломорфных образований начинается в большинстве случаев с периферии. Таким образом, в одном таком обособлении можно проследить сразу две, а иногда и все три стадии метаморфизма: ядерная часть сохраняет скрытокристаллическое строение или едва заметно дифференцирована на рудную и силикатную составляющие, далее к периферии разделение рудного и нерудного вещества, выраженное в чередовании зон, проявилось более полно, а внешняя часть оказалась перекристаллизованной полностью (см. рис. 12). Учитывая все это, мы вправе предполагать, что значительная часть зональных обособлений магнетита на месторождении прошла стадию коллоидного развития.

Колломорфные выделения магнетита в известняках имеют более сложную форму. По морфологическим особенностям выделяются концентрически-зональные и радиально-лучистые образования магнетита. Обе разновидности встречаются вместе. Они образуют тесные срастания или отделяются друг от друга мелкозернистой массой магнетита. Сферическая, иногда несколько сплюснутая форма магнетитовых агрегатов особенно отчетливо выступает в том случае, когда они связаны с участками развития гнезд кальцита, гипса или сидерита. Величина колломорфных обособлений колеблется от 1—2 до 5—7 см. По внешнему виду эти образования похожи на оолиты Красноярского и Тейского месторождений.

Радиально-лучистые агрегаты обычно сложены магнетитом, пиритом, в том или ином количестве в них отмечен хлорит, более поздний гематит, возникший за счет окисления магнетита. Пирит в виде тонких сильно вытянутых пластин располагается внутри почек беспорядочно, но нередко приобретает радиально-лучистую ориентировку, обуславливая тем самым появление типичных сферолитовых образований. Между пластинками пирита присутствует магнетит. По своей морфологии он неодинаков. Выделяются изометричные неправильной формы зерна и желтоватые пластинчатые агрегаты. Последние свойственны только мелким сферолитам.

В более крупных сферолитах внутреннее строение значительно сложнее. Центральная часть их представлена обычно скрытокристаллической, заметно пористой массой, в которой нередко еще не видно обособления рудного и силикатного вещества. Иначе говоря, в рудах сохраняются участки, не перенесшие даже первой стадии метаморфизма. Ближе к периферии величина зерен магнетита заметно возрастает, и он приобретает местами форму хорошо ограненных кристаллов. Быстрая и закономерно повторяющаяся смена скрытокристаллического магнетита, слагающего обычно ядра сферолитов, кристаллически-зернистыми агрегатами подтверждает высказанную ранее мысль о том, что преобразование рудного вещества начинается с периферической части сферолитов. В ряде случаев, где такая перекристаллизация прошла наиболее полно, сферолитовые образования оказываются сложными нацело крупнозернистым магнетитом. Внутренняя структура таких сферолитов восстанавливается только благодаря присутствию радиально расположенных пластин пирита или магнетита. Различные морфологические типы преобразования сферолитов показаны на рис. 13.

По своему строению такие обособления, в сущности, уже ничем не отличаются от окружающей их рудной массы, магнетит которой является метасоматическим. Следовательно,

локальный метаморфизм вызывает не только преобразование и местную перегруппировку рудного вещества, но и приводит к появлению более или менее однообразных структур.

В заключение отметим, что морфологическое сходство колломорфных агрегатов в брекчиевидных рудах и прожилках, а также тесная их пространственная связь, несомненно, указывают на близкие условия их образования.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонов А. А., Шадлун Т. Н. Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. М., «Недра», 1964, 598 с.
- Васильева А. И. Морфогенетические особенности ритмических текстур и их роль в выяснении условий рудообразования (на примере ряда железорудных месторождений). М., «Наука», 1970, 128 с.
- Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1961, 284 с.
- Дымкин А. М. Контактво-метасоматические месторождения железа южной части Главной рудной полосы Тургая. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962, 237 с.
- Дымкин А. М. Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургая. Новосибирск, «Наука», 1966, 168 с.
- Дымкин А. М., Васильева А. И. О магнетитах Тейского месторождения. — «Геол. и геофиз.», 1964, № 9, с. 126—128.
- Дымкин А. М., Новожилов В. И. Особенности метаморфизма магнетитовых руд Тагарского месторождения. — В кн.: Минералого-геохимические особенности скарновых месторождений. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 37—43.
- Дымкин А. М., Щербак В. М. Особенности формирования метасоматических и вулканогенно-осадочных руд Тургая. Новосибирск, «Наука», 1973, 187 с.
- Киселев Р. В., Копылова Л. П. Магнетиты Среднего Приангарья (район Ангарских Складок). — «Геол. и геофиз.», 1968, № 5, с. 30—38.
- Комаров П. В. Магнезиальные скарны Тейского месторождения. — «Геол. рудных месторождений», 1961, № 2, с. 119—124.
- Овчинников Л. Н. Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. (Тр. Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, вып. 39). Свердловск, 1960, 495 с.
- Овчинников Л. Н., Шур А. С. О пористости магнетита и граната различных генераций. — «Докл. АН СССР», 1955, т. 101, № 1, с. 155—157.
- Павлов Н. В. Магнетитовые месторождения района Тунгусской синеклызы Сибирской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1961, 224 с. (Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 52).
- Радкевич Е. А. О рудах коллоидного происхождения. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1952, № 2, с. 70—88.
- Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М., ИЛ, 1962, 1131 с.
- Страхов Л. Г. Ангаро-Илимские железорудные месторождения трапповой формации южной части Сибирской платформы. М., Госгеолтехиздат, 1960, 376 с.
- Шахов Ф. Н. Текстуры руд. М., «Наука», 1961, 178 с.

СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ДИНАМОМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

И. А. КАЛУГИН

Метаморфическое преобразование структурно-текстурного рисунка железных руд во многом определяется процессами деформаций. На конкретных геологических объектах они проявляются в условиях регионального или локального динамотермального, а также дислокационного (катакластического) метаморфизма (по терминологии Тернера и Ферхугена (1961); Елисеева (1963); Винклера (1969) и др.). Изменения морфологии исходных пород, в том числе и руд, определяются, с одной стороны, степенью деформации, а с другой — интенсивностью перекристаллизации. С усилением деформаций в общем случае должна возрастать роль линзовидно-сланцеватых, микроскладчатых и брекчиевых текстур, ориентированных и катакластических структур. В свою очередь, перекристаллизация обычно сопровождается развитием зернистых кристаллобластических структур (Рамдор, 1962; Елисеев, 1963; Бетехтин и др., 1958; Григорьев, 1956; Рамберг, 1957; Флинн, 1967).

Хорошо известно, что в формировании структурно-текстурного узора метаморфизованных руд большое значение имеет момент проявления деформации относительно перекристаллизации. В каждом случае это важно устанавливать потому, что последняя может быть вызвана другими факторами, прямо не связанными с динамометаморфизмом, например, фильтрующимися гидротермальными растворами в приконтактных ореолах интрузий, в зонах гранитизации и др. Принято выделять докристаллизационные, паракристаллизационные и послекристаллизационные деформации. Примеры докристаллизационных (по отношению к рудным минералам) деформаций известны достаточно широко. Таковы брекчиевидные текстуры руд, в которых полезный компонент выполняет трещины дробления пород, аналогичные им прожилковые и штокверковые образования.

Паракристаллизационная деформация руд изучена главным образом на примере железистых кварцитов. Для нее характерно развитие метаморфической полосчатости, порфиروبласта, структур будинаж и жиллок альпийского типа.

На эпигенетической стадии процессов рудообразования возникают структуры послекристаллизационных деформаций. К ним относятся катаклаз и структуры пластических деформаций: признаки скольжения, волнистое угасание, предпочтительная ориентировка зерен, двойники давления и др. Все эти черты проявляются по-разному, в зависимости от

физических свойств (твердости и пластичности) минералов, слагающих руды. Изучение железных руд Алтая позволило нам рассмотреть на конкретных примерах характер деформаций и соотношения деформации и кристаллизации в рудах различного состава. В описаниях использованы материалы наших наблюдений на месторождениях и рудопроявлениях Родионов Лог, Холзунском, Коробихинском, Таловском, Чесноковском, Коргонском, Кедровских, Маркакульском, а также опубликованные данные исследователей алтайских железных руд: Ф. Н. Шахова, А. С. Калугина, С. С. Зимина, В. А. Вахрушева, В. Г. Пономарева, Э. Г. Кассандрова, Г. С. Калугиной, В. И. Иванова. При этом основное внимание уделялось только тем разновидностям железных руд, которые в той или иной степени были подвержены деформациям.

По составу главных рудообразующих и нерудных минералов на Алтае выделены следующие типы железорудных месторождений, различающихся по геологическим условиям образования:

I — гематитовые, магнетито-гематитовые и магнетитовые кварцевые (кремнистые);

II — магнетитовые гидросиликатно-скарновые (известково-магнезиальные и известково-кремнеземистые);

III — апатит-магнетитовые (Калугин, 1970).

Текстурный рисунок руд этих месторождений обнаруживает признаки дотектонической, синтектонической и посттектонической кристаллизации. Особенно ясно это выражено на месторождениях, объединяющих все три типа оруденения, например, на Холзунском.

I. Метаморфизованные руды типа железистых кварцитов на Алтае прослеживаются в ряде месторождений (Коргонском, Коксинских, Кедровских, Чесноковском, Таловском, Зырянском, Коробихинском, отчасти Холзунском), залегающих в девонских вулканогенно-осадочных толщах. В рудах, кроме гематита и магнетита, содержатся преимущественно кварц и серицит, меньше — хлорит, биотит, актинолит, эпидот, полевой шпат, карбонат. Характерно, что степень метаморфизма руд и вмещающих пород в этих месторождениях одинакова и соответствует кварц-альбит-хлорит-мусковитовой и кварц-альбит-биотитовой субфациям зеленых сланцев (Калугин и др., 1967). По данным А. С. Калугина, С. С. Зимина, Э. Г. Кассандрова, В. Г. Пономарева, В. А. Вахрушева, Б. Н. Лапина, алтайские руды имеют много общих черт с железистыми кварцитами докембрийских провинций (Точилиин, Горяинов, 1964; Илларионов, 1965; Тохтуев, 1967). Для них характерны полосчатые и сланцеватые текстуры с проявлениями линейности, плейчатости, будинажа, а также прожилковые текстуры, образуемые кварц-железнослюдковыми жилками альпийского типа. В силу приблизительно

одинаковых механических свойств кварца и магнетита (Рамдор, 1962; Елисеев, 1953) в железистых кварцитах разлинзование претерпевают в равной мере как рудные, так и нерудные слои. Этим алтайские руды несколько отличаются от железистых кварцитов КМА, Кривого Рога, в которых более жесткими обычно являются прослои кварца. Рудные слои в докембрийских железистых кварцитах претерпевают будинаж только в переслаивании с хлоритовыми сланцами (Тохтуев, 1967). В последние годы (Егоров, 1969; Корнилов, 1969) были получены данные о более массовом распространении хрупких деформаций в перекристаллизованных железистых кварцитах. Трещиноватость скалывания и отрыва развивается на поздних этапах складчатости, одновременно с развитием в трещинных зонах щелочных метасоматитов.

Рудные полосы и линзы в железистых кварцитах Алтая сложены чешуйчатым (очень редко — сферолитовым) гематитом с величиной пластинок от тысячных до десятых долей миллиметра. Удлинение наиболее крупных из них обычно согласное со сланцеватостью. Наряду с метаморфическими гранобластовыми и лепидобластовыми структурами удастся наблюдать реликты относительно крупнозернистых (псаммитовых) обломочных структур. Хотя сами частицы кварца, полевого шпата или кислой эффузивной породы бывают сильно раздроблены и рекристаллизованы, контуры их хорошо сохраняются и отчетливо видны в шлифах на фоне непрозрачной рудной массы. Подобная структура описана под названием сетчатой (реликт базального цемента) (Калугин, 1970).

В большинстве руд встречается магнетит в виде октаэдрических рассеянных порфиробластов величиной до 0,1 мм. Часто кристаллы окружены венчиками кварца, серицита, темной слюды (Шахов, 1940), которые сливаются друг с другом по мере увеличения содержания магнетита. Если линзовидные кремнисто-гематитовые агрегаты облекают кристалл магнетита и кварц около него расположен только в защищенных от давления зонах, то такой магнетит, несомненно, является синтектоническим (Spry, 1969). Если же кварцевый «дворик» более или менее равномерно окружает порфиробласт, пересекая при этом тонкосланцеватый кремнисто-гематитовый агрегат, подобный магнетит следует считать посттектоническим. Это подтверждается, в частности, сгущением магнетита возле секущих сланцеватость кварц-полевошпатовых жил (Коргонское месторождение; Калугин и др., 1967), концентрацией магнетита в гематитовых кварцитах на контакте с крупными безрудными линзами (Холзунское месторождение).

С послетектоническим магнетитом на Холзунском месторождении тесно ассоциирует зеленый биотит. Кварцевые дво-

Таблица 1

Железистые кварциты

Тип руды	Гематитовый	Магнетито-гематитовый	Магнетитовый
Состав нерудной части	Кварц, серицит	Кварц, серицит (хлорит, биотит)	Кварц, биотит, хлорит (актинолит)
Текстура	Сланцевато-полосчатая, плейчатая, с признаками линейности, с альпийскими жилами кварца, гематита		
Микротекстура	Вкрапленная	Пятнисто-вкрапленная	Пятнисто-вкрапленная поперечно- и диагонально-сростковая
Структура (преимущественно с предпочтительной ориентировкой минералов по сланцеватости)	Крайне тонкозернистая. Наибольший диаметр зерен 0,01 мм	Магнетит образует идиобласты с кварцевыми дворянками и без них	Гипиднобластовая, в сочетании с кристаллами магнетита находится мелкозернистый (0,01 мм), кварц, биотит
Характер кристаллизации магнетита по отношению к деформации	Синтектонический	Синтектонический и посттектонический	

рики отсутствуют. Величина идиобластов достигает местами 4—5 мм. Все они, как правило, мартитизированы частично или полностью.

Существенно магнетитовые кварциты (Холзун, Кумир, Чесноковка) нередко обладают диагонально- и поперечно-сростковой микротекстурой (по терминологии М. С. Точилина и др., 1964). Здесь индивиды магнетита располагаются не беспорядочно, а образуют в пределах полос короткие прожилковые сращения, ориентированные вкрест сланцеватости. Аналогичные синтектонические прожилки наблюдались в гидросиликатных рудах и рассмотрены в соответствующем разделе.

Основные черты текстуры и структуры в сопоставлении с составом метаморфизованных кремнистых железных руд Алтая суммированы в табл. 1.

II. Месторождения магнетитовых руд скарнового и гидросиликатного подтипов расположены в зонах интенсивного смятия с проявлениями гранитизации, часто вблизи крупных массивов послерудных гранитов. Здесь одновременно с развитием метасоматической кристаллизации (в условиях альбит-эпидотовой и амфиболовой роговиковых фаций) в формировании руд большую роль играли процессы динамометаморфизма. Лучше изучены они на месторождениях Родионов Лог и Холзунском, весьма характерны также для Белорецкого, Чесноковского, Коробихинского. Структуры и текстуры руд рассматриваемой группы более разнообразны, чем у железистых кварцитов. Это обусловлено значительными колебаниями минерального состава руд, где с магнетитом ассоциируются пироксен, гранат, амфиболы, биотит, эпидот, хлорит, кальцит. Морфологические различия между рудами разного состава настолько существенны, что представляется целесообразным рассмотреть в отдельности скарновые магнетитовые, гидросиликатно-магнетитовые и карбонатно-магнетитовые руды (табл. 2).

1. В скарновых магнетитовых рудах месторождений в зонах смятия (Родионов Лог, Холзунское, Белорецкое и др.) наиболее распространенной является полосчатая текстура при чередовании карбонатных и силикатных нерудных слоев. Ее главные разновидности — параллельная, плейчатая и линзовидная, часто с будинажем нерудных полос — обычно полностью совпадают с текстурами рудовмещающих и междурудных пород. Мощность текстурных элементов (полос, линз) колеблется от долей миллиметра до первых сантиметров. Наиболее выдержаны по простиранию слои 0,5—1 см. Толстые рудные полосы часто обнаруживают микрополосчатое строение, а тонкие (доли миллиметра), в свою очередь, сменяются линзами и струйчатыми агрегатами. Граница рудных и нерудных полос обычно четкая, хотя здесь, в гранич-

Таблица 2

Известково-магнезиальные магнетитовые руды

Тип руды		Скарновый	Гидросиликатный	Карбонатный
Состав нерудной части	Рудных полос	Пироксен, биотит, амфибол	Биотит, амфибол	Кальцит, хлорит, кварц
	Нерудных полос	Гранат, амфибол	Эпидот, амфибол, альбит	Альбит, кварц, амфибол, эпидот
Текстура		Линзовидно-полосчатая, сплошная, будинаж нерудных слоев, брекчиевидная, штокверковая	Линзовидно-полосчатая, сплошная, сплющивание и редкий будинаж рудных слоев	Жильно-линзовидная, брекчиевая
Микротекстура		Вкрапленная	Поперечно- и диагонально-сростковая, вкрапленная	Кливаж-будинаж
Структура		Тонко-однороднозернистая, гранобластовая, цементационная, без предпочтительной ориентировки	Тонкозернистая, гипидиобластовая, гранобластовая Частичное диспергирование магнетита	Средне-крупнозернистая, катакластическая
Характер кристаллизации магнетита по отношению к деформации		Посттектонический	Синтектонический (дотектонический)	Дотектонический

ной зоне шириной до нескольких миллиметров заметно преобладают тонкополосчатые или вкрапленно-струйчатые образования. Таким образом, рудные скопления несут следы пластического течения, чего нельзя сказать о силикатных прослоях. Последние, как правило, подвержены хрупкой деформации с развитием мелких трещин скалывания, более мощных трещин отрыва вплоть до появления будинаж-структур. Смещение нерудных обломков относительно друг друга незначительное. Лишь в некоторых участках микроскладчатости вращение обломков сильно искажает полосчатость и текстура напоминает брекчиевидную (рис. 1). Заметим, что во всех упомянутых случаях рудная масса играет роль «некомпетентного» вещества, внедряясь в трещины внутрь силикатных слоев и цементируя обломки.

Полосчатость скарновых руд может быть осложнена прожилковыми и гнездовыми выделениями граната и пирита. Изометричные агрегаты граната частично, а иногда и полностью замещают силикатные прослои в рудах. Причем диаметр этих агрегатов (до 1—2 см) нередко превышает толщину первичных слоев, искажая полосчатость. Пирит замещает главным образом нерудные слои, образуя вкрапленность, жилки и гнезда (рис. 2).

Наряду с преобладающими полосчатыми текстурами в рудах изредка проявлены жильно-метасоматические формы оруденения. Здесь характерны и постепенные переходы от массивной рудной массы к замещаемым блокам-останцам, и резкие — в виде штокверков магнетитовых жил. Все они, по-видимому, тяготеют к локальным зонам хрупкого дробления исходных пород на главном этапе деформации. По наблюдениям А. С. Калугина (устное сообщение), в магнетитовых рудах Белорецкого месторождения отмечаются своеобразные псевдобрекчиевые текстуры, развившиеся при замещении зернистым магнетитом крупных (до спичечной коробки) порфириобластов пироксена в доломитизированном мраморе.

Структуры полосчатых скарновых руд гранобластовые тонкозернистые ($\sim 0,05$ мм) (рис. 3). В рудных слоях изометричные, слегка округлые зерна магнетита срastaются с диопсидом, паргаситом, биотитом. Упомянутые силикаты бывают более крупнозернистыми и в таких участках структура отвечает пойкилобластовой. Впрочем, соотношения поглощения и вытеснения механических примесей при одновременной кристаллизации пироксена (амфибола) и магнетита были, по-видимому, непостоянны. В некоторых рудах относительно крупные кристаллы пироксена (амфибола) не включают тонкозернистый магнетит, а как бы цементируются им. Гранат участвует преимущественно в нерудных прослоях, но частично захватывает также агрегаты магнетита. В последнем случае особенно характерны округлые рудные зерна,

очевидно, вследствие некоторого их растворения (Костов, 1965; Рамдор, 1962). В целом в структурном рисунке данного типа руд нет признаков предпочтительной ориентировки, т. е. проявления деформаций. Поскольку тектонические подвижки при скарно- и рудообразовании не прекращались, отсутствие предпочтительной ориентировки минералов в рудах скарнового типа следует связывать с относительно быстрой кристаллизацией скарновых минералов и магнетита. При малейшей механической деформации в твердом агрегате, очевидно, осуществлялось быстрое зарождение и рост новых зерен тех же минералов, как это наблюдается при процессах отжига в динамических условиях (Флинн, 1967; Раст, 1967).

2. Гидросиликатно-магнетитовые руды месторождений Холзунское, Коробихинское, Чесноковское, Родионов Лог в большинстве случаев также полосчатые — с параллельными выдержанными слоями либо линзовидные и плейчатые. Им свойственна небольшая мощность рудных и нерудных полос (первые миллиметры). Полоски и мелкие линзы местами группируются в серии с общей мощностью до нескольких сантиметров. Отделяются рудные скопления от нерудных обычно нерезко, и в случае небольших содержаний магнетита распределение его становится довольно равномерным, отвечающим тонковкрапленной текстуре. Некоторое усложнение морфологии руд обусловлено линейностью. В разрезе, нормальном к линейности, текстура приобретает вид резко линзовидной, пятнисто-вкрапленной, перекрестно-прожилковой или массивной. Нерудные прослои в гидросиликатных рудах либо массивные, либо сланцеватые, с признаками пластического течения.

В противоположность скарново-магнетитовым полосчатым рудам в гидросиликатных намечается большая компетентность рудных скоплений. Так, в рудах Холзунского месторождения наряду с микроплейчатостью четко проявлены разлинзование и будинаж серий слоев биотит-магнетитового состава. Нерудная масса имеет пятнистое сложение и благодаря ассоциации из кварца, карбоната и актинолита была более пластичной при рассланцевании. Для нее характерны не только согласные, но и секущие формы за счет внедрения внутрь биотит-магнетитовых слоев.

Явления деформации рудных слоев часто выражаются в появлении сеток мелких трещин скалывания в рудных агрегатах (рис. 4). Развитие подобных «трещин» или промежуточных способствуют, по-видимому, не только тектонические факторы. Нет оснований, например, исключать вероятную «кристаллизационную усадку» пластичного в более ранний период дисперсного или тонкокристаллического рудного вещества. Сокращение объема рудной фазы можно ожидать

также за счет перехода всей массы железа в прежних границах слоя из первичного гематита в магнетит. Расчет показывает, что при подобном изменении состава происходит уменьшение ее первоначального объема на 0,1.

Судя по отсутствию изогнутых кристаллов слюды и актинолита на внешних частях микроскладок и слабой предпочтительной ориентировке их во внутренних частях, деформация носит докристаллизационный характер. Это относится также и к магнетиту, который образует в пределах слоев характерные диагонально- и поперечно-сростковые микротекстуры (рис. 5, а). Подобные микротекстуры уже были описаны ранее в железистых кварцитах докембрия Украины, Карелии (Тоцилин, Горяинов, 1964; Гершойг, 1968) и девона Алтая (Калугин, 1970). В изученных нами рудах лучше выражен синтетектонический характер кристаллизации. Не случайно, например, что упомянутые микротекстуры наблюдались только в линейно-сланцеватых разновидностях, на плоскостях «bc» и «ab» рудных тектонитов. Очевидно, течение слоев уже было практически приостановлено, так что деформация проявилась лишь в некотором их сплющивании. В результате «остаточное» растяжение рудных полос вдоль главной тектонической оси на конечной стадии кристаллизации руды оказалось незначительным.

Структурный узор рудных скоплений определяется взаимоотношениями магнетита с биотитом, амфиболом, менее — хлоритом, эпидотом, апатитом, ортитом, кварцем, альбитом, сфеном, пиритом. Магнетит, имеющий в поперечнике от сотых до десятых долей миллиметра, хорошо окристаллизован, за исключением наиболее мелких (0,01 мм) зерен, лишенных огранки. Обычны, таким образом, гипидиобластовые структуры с резко преобладающим идиоморфизмом магнетита. Кристаллобластические ряды в общем виде: магнетит → апатит → амфибол → биотит → эпидот, ортит → кварц, кальцит, пирит — совпадают с таковыми для метасоматитов (Мурхауз, 1963), хотя и формируются в условиях одностороннего давления.

Среди обычных равномерно-зернистых структур встречаются разновидности с более крупными (до первых миллиметров) пойкилобластическими выделениями магнетита, биотита, альбита, кварца. Предпочтительная ориентировка силикатов по сланцеватости-полосчатости более характерна в рудах с поперечно- и диагонально-сростковой микротекстурой. И, наоборот, беспорядочная ориентировка силикатов свойственна главным образом тонковкрапленным типам руд, а также срезам в плоскости «ac» рудных тектонитов. Изредка отмечается поперечная к полосчатости ориентировка чешуек биотита, обусловленная соответствующим положением плоскостей кливажа вблизи замков мелких складок.

Таким образом, структурный контроль сrostков магнетита трещиноватостью скалывания в пределах слоев и предпочтительная ориентировка силикатов говорят в пользу синектонической кристаллизации руды. Собственный же идиоморфизм магнетита и отсутствие признаков дробления являются результатом кристаллизации его в пластичной среде преимущественно на поздних стадиях деформации.

3. Карбонатсодержащие магнетитовые руды (месторождения Холзунское, Родионов Лог, Белорецкое) по морфологии резко отличаются от описанных выше скарновых и гидросиликатных, хотя количество карбонатов может быть небольшим (5—10%). Выделяются линзовидно- и жильно-полосчатые разновидности, характеризующиеся резкими колебаниями мощности рудных (с карбонатом) линз и жил. Последние, как правило, имеют резкие границы с вмещающими (обычно алюмосиликатными) породами, согласное, а иногда и секущее положение по отношению к сланцеватости, содержат останцы вмещающих сланцев (рис. 6). Подобные формы рудных агрегатов при достаточно высоком (30—40%) содержании кальцита могут быть обусловлены относительно высокой пластичностью карбонатного вещества при рассланцевании (Тернер, Ферхуген, 1961). Магнетит в линзах и жилах с карбонатами слагает обычно массивные агрегаты, часто раздробленные на остроугольные обломки.

При малой (до 1 см) мощности линз и жил в них часто наблюдается так называемый кливаж-будинаж (Тохтуев, 1967). Здесь, в агрегатах крупнокристаллического магнетита, развиты диагональные и поперечные к полосчатости тонкие трещины, выполненные кальцитом. Образовавшаяся микротекстура руд несколько напоминает поперечно- и диагонально-сrostковую, в отличие от которой здесь дроблению подвергается собственно магнетит. Причем в центральных частях жил и линз смещение обломков магнетита друг относительно друга бывает незначительным, сохраняются даже одиночные кристаллы (до 5—6 мм в поперечнике). В то же время у боковых окончаний рудных линз и вдоль границы с породой сосредоточивается сильно измельченный магнетит в виде небольших оторочек и шлейфов. Травлением в деформированном магнетите выявляются также решетки скопления.

Некоторые агрегаты крупнозернистого магнетита слабо трещиноваты, но в значительной степени диспергированы до тонкой пылевидной массы. У единичных кристаллов отмечается разедание силикатным материалом только тех вершин, которые ориентированы вкрест сланцеватости. Эти явления, по-видимому, обусловлены растворением магнетита под влиянием одностороннего давления при участии послерудных растворов.

По всем признакам, в руде имели место послекристаллизационные деформации. Однако это в полной мере можно отнести лишь к магнетиту, но не к руде в целом. В действительности мы часто наблюдаем тесное переслаивание типичных синтетектонических гидросиликатно-магнетитовых руд с дотектоническими карбонатно-магнетитовыми. Остается предположить, что скорость кристаллизации магнетита в более подвижных слоях с карбонатами была выше, чем в менее пластичных — с силикатами. Кристаллический магнетит в слоях первого типа оформился до завершения деформаций, когда еще не наступили благоприятные условия для окончательной кристаллизации магнетита в слоях второго типа.

III. Апатит-магнетитовые руды распространены на Холзунском и Маркакульском месторождениях. Апатит является обычной примесью в рудах с гидросиликатными ассоциациями, основные черты морфологии которых были рассмотрены выше. Известны также интенсивно перекристаллизованные массивные и брекчиевые апатит-магнетитовые руды. Они по текстуре близки к описанным выше крупнокристаллическим рудам с карбонатами, с которыми связаны постепенными переходами. Отличаются они друг от друга только по содержанию апатита.

Своеобразна морфология метаморфических апатит-магнетитовых руд Маркакульского месторождения, состоящих из пластинчатых и линзообразных тел в амфиболитах и лептитовых гнейсах. Руды, как правило, весьма богатые, сплошные и линзовидно-полосчатые как за счет струйчатого распределения апатита в магнетите, так и чередования полос крупно- и мелкозернистой руды. В крупнозернистых разностях апатит идиоморфен по отношению к магнетиту. Уменьшение величины зерен магнетита и апатита в отдельных линзах и полосах от нескольких миллиметров до десятых и сотых долей связано с послекристаллизационным дроблением минералов вдоль сланцеватости. На примере апатита легко проследить все степени совершенства деформаций — от слабой трещиноватости крупных зерен до развальцевания и дезинтеграции их в линзы мелкозернистой структуры. Относительно крупные зерна магнетита несколько уплощены и ориентированы длинной осью по сланцеватости (см. также Дымкин, 1962). Более мелкие, как правило, «восстанавливают» форму до изометричной. Таким образом, послекристаллизационные деформации в апатит-магнетитовых рудах носят одновременно характер хрупких и пластичных. Мы полагаем, это обусловлено не только специфическим составом руд, но и отсутствием сколько-нибудь заметных проявлений гидротермального метаморфизма на гистерогенном этапе.

Обобщая изложенный материал, мы приходим к выводу, что текстуры и структуры тектонического происхождения в

железных рудах находятся в определенной зависимости от минералогического состава руд. Их изучение позволяет сопоставить во времени процессы оруденения и метаморфизма. В частности, по этому признаку большинство железных руд Западного Алтая являются синтетектоническими, метаморфическими в широком смысле.

Характер деформаций в железных рудах претерпевает существенные изменения по мере понижения степени метаморфизма и, в частности, температуры. На скарновой ступени равновесия (амфиболитовая или амфибол-роговиковая фация) деформации проявляются преимущественно в текстуре руд в виде линзовидной полосчатости, будинажа нерудных слоев и пр. На гидросиликатной ступени, если она сменяет скарновую, ранние руды подвергаются брекчированию. Если же гидросиликатные ассоциации в рудах отвечают максимальной степени метаморфизма, то деформация контролирует уже не только текстуру, но и микротекстуру, обуславливая предпочтительную ориентировку силикатов в рудах и поперечно- и диагонально-сростковое (по отношению к полосчатости) расположение зерен магнетита. В апатит-магнетитовых рудах наряду с перекристаллизацией проявляется дробление минералов. Таким образом, подтверждается тенденция перехода от пластичного состояния к хрупкому в условиях регрессивного метаморфизма (Тохтуев, 1967).

Поскольку главный рудный минерал — магнетит — в большинстве случаев кристаллизуется на поздних этапах деформаций, говорить определенно о сохранении в динамометаморфизованных магнетитовых рудах каких-либо первичных текстур возможно лишь на основе прослеживания оруденения за пределами зон интенсивной деформации. В свою очередь, о сохранности первичных структур руд можно судить, наблюдая переходы по крайней мере к рудам с малым содержанием магнетита.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. М., Госгеолтехиздат, 1958, 433 с.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969, 247 с.
- Гершойг Ю. Г. Генетическое истолкование особенностей текстурного и структурного рисунка железистых роговиков и джеспилитов Криворожья. — «Геол. рудных месторожд.», 1968, № 1, с. 90—101.
- Григорьев Д. П. Перекристаллизация минералов. — «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1956, вып. 2, с. 147—170.
- Дымкин А. М. Контактного-метасоматические месторождения железа южной части Главной рудной полосы Тургая. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1962, 237 с.
- Егоров А. С. Проявление докембрийских дислокаций и метаморфизма в железорудной формации КМА. — В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, «Наукова Думка», 1969.
- Елисеев Н. А. Структурная петрология. Л., изд. ЛГУ, 1953, 309 с.

- Елисеев Н. А. Метаморфизм. М., «Недра», 1963, 428 с.
- Илларионов А. А. Петрография и минералогия железистых кварцитов Михайловского месторождения КМА. М., «Наука», 1965, 164 с.
- Калугин А. С. Атлас текстур и структур вулканогенно-осадочных железных руд Алтая. М., «Недра», 1970, 176 с.
- Калугин А. С., Пономарев В. Г., Кассандров Э. Г., Калугина Т. С., Зубова С. И., Иванов В. И., Гузман А. Г., Маринич В. А., Бахорин Л. З. Вулканогенно-осадочные метаморфизованные железорудные месторождения Алтая.— «Труды СНИИГГиМС», 1967, вып. 44, с. 47—69.
- Корнилов Н. А. О метаморфической перекристаллизации железистых кварцитов докембрия (на примере Белозерского железорудного района).— В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, «Наукова Думка», 1969.
- Костов И. Кристаллография. М., «Мир», 1965, 362 с.
- Рамберг Г. Природный и экспериментальный будинаж и структуры разлннзования.— В кн.: Вопросы экспериментальной тектоники. М., ИЛ, 1957, с. 160—190.
- Рамдор П. Рудные минералы и их страдания. М., ИЛ, 1962, 1123 с.
- Раст Н. Образование центров кристаллизации и рост метаморфических минералов.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 78—108.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961, 592 с.
- Тохтуев Г. В. Структуры, будинаж и их роль в локализации оруденения. Киев, «Наукова Думка», 1967, 215 с.
- Точилин М. С., Горяинов П. М. Геология и генезис железных руд Приимандровского района Кольского полуострова. М.—Л., «Наука», 1964, 103 с.
- Флинн Д. Деформация при метаморфизме.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 49—77.
- Шахов Ф. Н. Состав и генезис руд Коргонского железорудного месторождения на Алтае.— В кн.: Сборник по геологии Сибири, посвященный юбилею проф. М. А. Усова. Томск, 1940, с. 18—22.
- Spry A. Metamorphic Textures, London, Pergamon press. 1969.

ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МАГНЕТИТОВЫХ РУД И ИЗВЕСТКОВЫХ СКАРНОВ В КОНТАКТОВЫХ ЗОНАХ ПОСЛЕРУДНЫХ ИНТРУЗИЙ ИРБЫ

М. П. МАЗУРОВ, М. П. МОГИЛЕВА, Л. А. НЕПЕИНА

Метасоматические магнетитовые руды, образованные в одну из ранних стадий гипогенного этапа, редко сохраняют свой первозданный облик. В поздние стадии этого послемагматического этапа они претерпевают локальный метаморфизм, что находит выражение в разного рода деформациях, перекристаллизации с укрупнением зерен и замещении минеральными ассоциациями, более устойчивыми в новых физико-химических условиях. Кроме того, магнетитовые руды и вмещающие их известковые скарны преобразуются под влиянием наложенных процессов.

Нередко в рудных полях многократно проявляются глубинный магматизм и сопровождающие его динамотермальный метаморфизм и метасоматоз. Поздние интрузии, не будучи по своей природе металлоносными, могут вызывать регенерацию ранее образованной минерализации и оказывать влияние на распределение рудных тел. Наблюдающаяся пространственная совмещенность руд и поздних интрузий некоторыми исследователями нередко интерпретируется неправильно и рассматривается как признак генетической или парагенетической связи между ними. Нужно также учитывать, что определенную часть в составе рудного вещества могли занимать и первичные вулканогенно-осадочные руды. Все это показывает, что расшифровка генезиса руд и особенно источника рудного вещества представляет весьма сложную задачу. В ее разрешении, как нам кажется, важную роль должно играть выявление характера, последовательности и специфики наложенных преобразований всего комплекса пород, слагающих рудное поле, и, в частности, руд и вмещающих их известковых скарнов.

В Алтае-Саянской складчатой области проявление контактового метаморфизма железных руд известно на Инском и Белорецком (Вахрушев, 1962, 1965; Индукаев, 1970), Шерегешевском (Корель, 1953; Шаратов и др., 1966) месторождениях, а локальный послерудный метаморфизм описан на Ташелгинском (Сергеев, Тюлюпо, 1972), Тейском и Абагасском месторождениях (Дымкин, Васильева; см. наст. сб.). Нами при изучении минералого-петрологических особенностей Ирбинских железорудных месторождений в Восточном Саяне обнаружены специфические преобразования магнетитовых руд и скарнов в контактах молодых интрузий. Нами сделана попытка описания всего комплекса преобразований этих пород и выявления на этой основе признаков вещественного выражения результатов наложенных процессов.

Рудное поле Ирбинских магнетитовых месторождений размещено на стыке каледонских структур Восточного Саяна с девонским Минусинским межгорным прогибом, в пределах локального внутригеосинклинального поднятия Казыр-Байтакской троговой зоны (Зубкус, Шнейдер, 1964; Дымкин и др., 1974). В его строении участвуют карбонатно-вулканогенные породы нижнего и среднего кембрия, вулканиты верхнего кембрия — ордовика и девона, глубинные магматические породы ольховского, буюдзульского и ирбинского комплексов, разнообразные околорудные метасоматиты и магнетитовые руды.

Нижнекембрийские отложения представлены спилитами, миндалекаменными диабазами и порфиритами основного состава, в верхней части разреза сменяющимися туфами дацитового состава, вариолитами, туфопесчаниками, песчаниками

и известняками, содержащими фауну археоциат. Они имеют тектонический контакт со среднекембрийскими туфоконгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, мергелями, глинистыми сланцами и известняками с фауной трилобитов и брахиопод. Несогласно залегают на них покровы диабазовых, андезитовых и дацитовых порфиров среднего кембрия — ордовика, перекрытые, в свою очередь, отложениями вулканогенной быскарской серии нижнего девона — кислыми и щелочными эффузивами, туфами, игнимбритами, туфолавами и другими породами с подчиненным значением в основании базальтов, авгитовых и лабрадоровых порфиров, трахиандезитовых порфиров и туфов основного состава.

Главным элементом, определяющим структуру рудного поля, является наиболее древняя гипабиссальная габбро-диорит-гранодиоритовая интрузия, по геологическому положению, набору пород, химизму и петрогенетическим особенностям относимая к позднеорогенному ольховскому интрузивному комплексу. Она содержит в виде останцов кровли блоки кембро-ордовикских осадочно-вулканогенных пород, вмещающих железные руды, прорвана серией диабазовых даек и перекрыта вулканитами быскарской серии. Последние, как и все более ранние образования, на южном фланге рудного поля прорваны интрузией гранитов буюдзульского комплекса (D_1 ?), а в западной и северных его частях интродуцированы сиенитами ирбинского комплекса (D_2).

Рудное поле протягивается в субмеридиональном направлении почти на 12 км. Отдельные сочетания пространственно обособленных рудных тел выделяются в нем как месторождения (с севера на юг) Безымянное, Центральное, Гранатовое, Таловское и Курское. Размещение рудных тел контролируется структурой останцов, трещинной тектоникой и магматическими проявлениями. Промышленное магнетитовое оруденение заключено в метасоматически измененных карбонатно-вулканогенных породах нижнего кембрия (балахтисонская свита) и сформировано в гипогенный этап, связанный со становлением габбро-диорит-гранодиоритовой интрузии (Дымкин и др., 1974). Метасоматические магнетитовые руды вмещают непосредственно известковые скарны, мраморизованные известняки, а также апоскарновые амфиболовые, эпидотовые, серпентинитовые и хлоритовые метасоматиты.

Процессы наложенного метаморфизма в контактовых зонах поздних интрузий гранитов и сиенитов значительно видоизменили минеральный состав, структурно-текстурный рисунок пород и форму скарно-рудных залежей.

Преобразования известковых скарнов и магнетитовых руд под влиянием послерудной интрузии гранитов изучены нами на южном фланге рудного поля, в пределах Курского месторождения. Интрузия гранитов вскрыта здесь разведочными

скважинами. Она представляет собой изометричный шток, поверхность которого осложнена дайками и апофизами, выходящими за пределы главного тела на десятки метров. Интрузия прорывает и метаморфизует породы габбро-диорит-гранодиоритового ряда и размещающиеся в их ореоле скарны и руды, а также вулканы быскарской серии. Судя по минеральным ассоциациям роговиков и ксенолитов алюмосиликатного состава, заключенных в эндоконтактных участках интрузии (Дымкин и др., 1974), при метаморфизме локально достигались условия пироксен-роговиковой фации (здесь и далее за основу выделения фаций контактового метаморфизма принята схема В. В. Ревердатто (1970)), а преобладающая часть контактовых преобразований прогрессивной стадии осуществлялась в условиях амфибол-роговиковой фации.

Отчетливо устанавливается процесс магматического замещения, проявившийся в магматическую стадию на контакте гранитного расплава с диоритами и габбро-диоритами. Он привел к появлению кварц-калцишпатовых гнезд в экзоконтакте и биотит-роговообманковых гранитов в эндоконтакте. Минеральный парагенезис последних (пл+кпш+ро+би+кв) отличается от парагенезиса преобладающих в составе интрузии биотитовых гранитов (пл+кпш+би+кв) повышенной щелочностью и отвечает моновариантной реакции, разграничивающей поля I и II на пучковой диаграмме гранитоидных пород (Коржинский, 1946).

В роговикованные магнетитовые руды магматический расплав проникает тонкими инъекциями на расстояние в несколько сантиметров. В эндоконтакте отмечается обильная рассеянная вкрапленность магнетита, иногда сгруппированная участками, напоминающая «теневые» ксенолиты. Здесь встречаются также мелкие (2—3 см) ксенолиты магнетитовой руды. Нерудные минералы ксенолитов — пироксен, гранат и гастингсит, подобно магнетиту, гранулированы и превращены в тонкозернистый роговиковый агрегат. Они сохранились от замещения только во внутренних частях ксенолитов. В краевых участках ксенолиты корродированы порообразующими минералами гранита и за счет этого приобрели «лапчатые» контуры. В свою очередь, ксенолиты частично растворены и по размеру одинаковы с тонкозернистой кварц-полевошпатовой массой. Некоторые из них содержатся также в виде твердых включений в фенокристаллах, подчеркивая зональность последних.

В экзоконтакте интрузии следы грануляции первичной пироксен-гранат-магнетитовой и гастингсит-магнетитовой руды обнаруживаются внутри отдельных блоков, не претерпевших более позднюю перекристаллизацию и метасоматические изменения. Как и в рудных ксенолитах, магнетит здесь превращен в тонкозернистый агрегат полигональных зерен,

плотно прилегающих друг к другу. При диагностическом травлении в них выявляется реликтовое зональное строение, отчетливо подчеркивающее грануляцию. В редких случаях сохранились двойники скольжения и другие следы начальных стадий деформации рудного агрегата. Последующая гидротермальная деятельность привела к перекристаллизации с укрупнением зерен тонкозернистой метаморфизованной руды в участках фильтрации гидротерм, вследствие чего она приобрела брекчиевидный облик: псевдообломки тонкозернистого строения цементируются средне- и крупнозернистым магнетитом.

Магнетит повсеместно мартитизирован, что нашло отражение и в приведенном анализе его химического состава (см. табл. 2, ан. 1). Наиболее сильно замещены краевые участки его зерен. Кроме того, гематит развивается по границам зерен магнетита, пироксена и гастингсита, а иногда проникает по спайности и внутрь этих минералов. Насыщен гематитом также калишпат в гранитах, содержащих рудные ксенолиты, что подтверждает гипогенную природу мартитизации. Максимальная мартитизация отмечается вблизи контакта с интрузией, в других местах она проявляется не столь значительно.

Замеры микротвердости магнетитов показывают, что в незатронутых метаморфизмом и перекристаллизованных разностях она одинакова и составляет 620 кг/мм^2 . В тонкозернистых гранулированных агрегатах микротвердость намного меньше и равна 470 кг/мм^2 , что, вероятно, отражает наличие в зернах магнетита микродефектов внутреннего строения, обусловленных метаморфизмом.

Грануляция нерудных минералов (пироксена, граната, гастингсита и др.) осуществлялась, по-видимому, столь же интенсивно, но она почти целиком затушевана более поздними процессами, и однозначно судить о ней, как это сделано при рассмотрении рудных ксенолитов, нельзя.

Явления ороговикования руды прослеживаются в приконтактной полосе шириной всего 12—15 м. Значительно большие преобразования руд и скарнов осуществлялись в послемагматических стадиях, где последовательность формирования минеральных ассоциаций была такой же, как и в предыдущих этапах, однако качественный состав и соотношение продуктов отдельных стадий заметно отличаются. Скарны этого этапа инфильтрационные, жильного типа (Жариков, 1968). Они составляют на более 10% объема окolorудных метасоматитов. Для них характерна более высокая железистость пироксена по сравнению с ассоциирующим с ним гранатом, а не наоборот, как в скарнах первого этапа. Сохранились известковые скарны в нескольких участках среди окварцованной эпидот-актинолит-магнетитовой руды.

Химический состав и оптические свойства амфиболов

Компонент	Химический состав		Оптические свойства		
	1	2		1	2
SiO ₂	37,56	54,20	Ng	1,710	1,689
TiO ₂	0,18	0,08	Np	1,687	1,665
Al ₂ O ₃	11,06	1,82	Ng — Np	0,023	0,024
Fe ₂ O ₃	7,48	1,17	—2V	52°	76°
FeO	15,66	10,17	c : Ng	22°	14°
MnO	0,45	0,10	Количество понов в пересчете на 13 (Z+Y)		
MgO	7,26	16,79			
CaO	13,31	12,48		1	2
Na ₂ O	1,28	0,56			
K ₂ O	1,60	0,20	Si	6,05	7,74
H ₂ O ⁺	2,54	1,73	Al ^{IV}	1,95	0,26
H ₂ O ⁻	0,34	0,24	Al ^{VI}	0,16	0,04
P ₂ O ₅	0,10	—	Ti	0,03	0,01
Cl	1,10	—	Fe ⁺³	0,90	0,14
CO ₂	—	—	Mg	1,74	3,57
Сумма'	99,92	99,54	Fe ⁺²	2,11	1,23
—O ₂ =Cl	0,49	—	Mn	0,06	0,01
Сумма	99,43	99,54	Na	0,40	0,15
			Ca	2,27	1,91
			K	0,32	0,04
			ОН	1,27	1,95
			Cl	0,30	—

Примечания: 1 — гастингсит из мономинеральной жилы в скарнированном и оруденелом порфирите (скв. 88, гл. 126 м), 2 — актинолит из окварцованной и эпидотизированной актинолит-магнетитовой руды (скв. 13, гл. 75 м). Силикатные анализы выполнены Л. А. Нелеиной в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР, определение хлора — Р. Л. Телешовой в химлаборатории ИГЕМ АН СССР.

Довольно большие объемы руды подвержены амфиболизации, которая за пределами рудных скоплений почти не отмечается. Амфибол тесно ассоциируется с перекристаллизованным магнетитом, находясь с ним во взаимных срастаниях, нередко образуя вокруг него венцовые агрегаты. В отличие от первичных руд, где в парагенезисе с магнетитом находится хлорсодержащий гастингсит (табл. 1, ан. 1), здесь амфибол представлен актинолитом (табл. 1, ан. 2), в составе которого окись магния преобладает над окислами железа, а содержание глинозема и щелочей незначительно. Довольно часто в ассоциации с магнетитом и актинолитом встречается ортит, а из наложенных минералов — эпидот, кварц, сульфиды, редко — хлорит и волокнистый актинолит. Эпидотизация и окварцевание развиты еще более широко, чем амфиболизация.

Практически нет участков, где бы не отмечался кварц, образующий вместе с сульфидами жилки и гнезда. Эпидот и хлорит по составу почти не отличаются от таковых из неметаморфизованных руд. Среди сульфидов в качестве новообразований появляется молибденит, отсутствующий в неизмененных рудах. Заметим, что в грейзенизированных участках интрузии гранитов известен бедный кварц-молибденитовый штокверк.

Контуры рудных тел на рассматриваемом Курском месторождении характеризуются весьма сложной формой как в плане, так и на разрезах. Первичные залежи имели простую линзовидную форму, а усложнение их несомненно связано с наложенными преобразованиями.

Преобразования руд и скарнов в контактах поздней интрузии сненитов лучше всего выражены на Безымянном и особенно на северном фланге Центрального месторождения. Здесь интрузия срезает под острым углом простирающиеся в меридиональном направлении скарны и руды первого этапа, пронизывая их густой сетью даек сненит-порфиров, граносненитов и микросненитов. В непосредственном контакте граноснениты и кварцевые снениты мелкими инъекциями проникают в ороговикованные скарны (рис. 1), иногда под острым углом к их полосчатости, захватывая при этом обломки скарнов (рис. 2). Чаще всего такие ксенолиты ассимилируются расплавом, что приводит к образованию гибридных пироксеновых граносненитов. От остальных пород интрузии пироксеновые граноснениты отличаются более густым кирпично-красным цветом, такситовой текстурой, повышенным содержанием олигоклаза и акцессорных минералов.

По ряду скважин прослежен постепенный переход от пироксеновых граносненитов контактовой зоны, насыщенных малоизмененными и дезинтегрированными ксенолитами пироксен-гранатовых скарнов и пироксен-гранат-магнетитовых руд, к пироксен-амфиболовым и амфиболовым граносненитам в удалении от нее. В ксенолитах зерна пироксена очень мелкие (меньше 0,2 мм), имеют зональную окраску, округлую форму. В удалении от контакта на 15—20 м они перекристаллизованы, укрупнены и имеют правильную кристаллографическую огранку, состав же их изменяется незначительно. В крупных зернах такого пироксена, так же как и в фенокристаллах олигоклаза и микроклин-пертита, повсеместно отмечаются мелкие, частью лейкоксенизированные и мартитизированные зерна реликтового магнетита, оставшегося от дезинтегрированных ксенолитов руды (рис. 3). Лишь некоторая часть магнетита, захваченного расплавом, растворяется в нем, превращаясь в гематит, распыленный по калишпатам. Остальная часть магнетита фиксируется в интерстициях либо захватывалась зернами олигоклаза, микроклин-пертита и пи-

роксена. Дезинтегрированные ксенолиты дальше чем в 50 м от контакта не встречены.

В участках непосредственного эндоконтакта гранат, пироксен и магнетит в ксенолитах гранулированы, а затем перекристаллизованы с одновременным изменением состава. Например, в ксенолитах пироксен-гранатового состава первичный гранат, содержащий 43—66% андрадитового минала ($N=1,799-1,835$) при перекристаллизации становится близким к андрадиту ($N=1,885$). Скарновый диопсид-салит ($Ng=1,721$; $Np=1,693$; $2V=66^\circ$; $c:Ng=44^\circ$; $f=37$) становится также более железистым ($Ng=1,746$; $Np=1,714$; $2V=72^\circ$; $c:Ng=46^\circ$; $f=79$) и, по-видимому, в его составе появляется более значительная примесь эгиринового минала, о чем свидетельствует появление ярко-зеленой окраски и увеличение угла оптических осей. Некоторые зерна пироксена зональные: во внутренних участках они бесцветные (сохраняется реликтовая окраска), а с периферии — зеленые и содержат иногда очень мелкие включения магнетита. Слабогранулированные пироксеновые ксенолиты имеют общую зеленую кайму. Магнетит, как и другие минералы, раздроблен, приобрел округлую форму и мартитизирован.

В некотором удалении от контакта среди пироксеновых граносиенитов повсеместно отмечаются «теневые» ксенолиты в виде нацело дезинтегрированных пятнистых обособлений неправильной формы гранатового, магнетит-пироксен-гранатового и магнетит-пироксенового состава (рис. 4). Иногда такие ксенолиты образуют цепочечные скопления, ориентированные субпараллельно поверхности контакта. В таких участках в интрузивной породе отмечается флюиальность: мелкие удлиненные зерна полевых шпатов ориентированы таким образом, что как бы облекают ксенолиты. Особенно четко это подчеркивается рассеянными в породе пластинками гематита.

В апоскарновых роговиках экзоконтакта обнаруживаются все характерные для роговиков черты строения. При изучении породы в шлифах можно проследить переход от среднесзернистого скарна со слабогранулированными зернами пироксена, граната и других минералов к тонкозернистому роговику, где проявлена пятнисто-блочная грануляция (рис. 5). В последнем отсутствует столь характерная для гранатов собственная огранка зерен, а обычны лапчатые, неровные очертания, заливы зерен друг в друга. Анизотропные гранаты, преобладающие в рудном поле, здесь не встречаются, что, вероятно, обусловлено «отжигом» их в контакте с сиенитами. Крайне редко в апоскарновых роговиках встречается паргасит ($Ng=1,681$; $Np=1,663$; $+2V=58$; $c:Ng=26^\circ$), в таких же мелких зернах, как гранат и пироксен.

Повсеместно в породе отмечаются следы хрупких деформаций. Обломки роговиков в прилегающих к интрузивной

породе участках цементируются аплитовым материалом, образующим жилки и гнезда. В центральной части обломков встречается флогопит ($Ng=1,590$), появление которого обусловлено реакционным взаимодействием скарновых минералов и диффундирующих щелочных растворов. При рассечении апоскарнового роговика жилкой сиенит-аплита происходит растворение граната, вместо которого образуются кали-натровый полевой шпат и гематит, а зерна пироксена регенерируются. Несколько позднее в этих участках образуются эпидот-флюорит-кальцитовые гнезда.

Апоскарновые роговики по строению, структуре и другим свойствам близки роговикам, описанным на Белорецком и Инском месторождениях (Вахрушев, 1960, 1965; Индукаев, 1970), образованным, по мнению В. А. Вахрушева, в условиях пироксен-роговиковой фации. Наличие в составе апоскарновых роговиков паргасита и существенно роговообманково-полевошпатовый состав роговиков, образованных по алюмосиликатным породам в некотором удалении от рудного поля, позволяют нам заключить, что условия контактового метаморфизма в рассматриваемом случае не превышали амфибол-роговиковой фации.

Преобразование рудного вещества в роговиковую стадию выражено не столь наглядно, как преобразование скарнов. Внешне рудная масса выглядит более компактной, тонкозернистой, следы хрупких деформаций очевидны лишь в участках интенсивно проявленного катаклаза. Метаморфизм руд выявляется только при исследовании в аншлифах, особенно с применением диагностического травления. Магнетит здесь, как и в описанном выше случае контакта с гранитами, слагает тонкозернистый агрегат, образовавшийся на месте крупных первично-зональных зерен. В участках, непосредственно примыкающих к магматической породе, тонкозернистый роговиковый агрегат перекристаллизован, причем произошло это, по-видимому, в доскарновую стадию. Доказательством этому могут служить случаи пересечения гранат-пироксеновыми жилками крупных зерен магнетита. Характерно, что микротвердость крупнозернистого магнетита составляет 772 кг/мм^2 , что значительно выше микротвердости магнетита в первичных рудах (618 кг/мм^2) и тонкозернистом «рудном» роговике (560 кг/мм^2). Аналогичное повышение микротвердости поздних генераций минералов отмечалось В. И. Синяковым (1965), а в метаморфизованных рудах Шерегеша — В. Н. Шаратовым и др. (1966). В зальбандах маломощных жилок микросиенита при такой перекристаллизации формируются ортогональные им шестоватые агрегаты магнетита. Здесь также отмечается мартитизация, но степень развития ее много меньше, чем на Курском месторождении, в контакте с гранитами.

Явление ороговикования магнетитовой руды и известковых скарнов прослеживается только на расстоянии 17—20 м от контакта с интрузией. Преобразования же, связанные с послемагматическими стадиями, более разнообразны, но приурочены они только к участкам, претерпевшим сильные деформации, и наблюдаются главным образом в брекчированных разностях. Выражены они в образовании инфильтрационных скарнов, среднетемпературных минеральных ассоциаций и друз перекристаллизации.

Наиболее ранним послемагматическим наложенным процессом этого этапа является калишпатизация. Мелкие пелитизированные зерна микроклин-пертита корродируют минералы оруденелого пироксен-гранатового скарна первого этапа, размещаясь в виде гнезд и пятен вместе с кварцем на продолжении артеритовых жилок аплитов в удалении до 60—70 м от главного интрузивного тела. Позднее калишпат замещается гранатом, эпидотом, кальцитом и другими минералами, сохраняясь только в виде редких реликтов.

Новообразованные жильные инфильтрационные гранатые и пироксен-гранатые скарны, связанные со становлением интрузии сиенитов (скарны третьего этапа), нередко тесно сочетаются с развитием предваряющей их калишпатизации. Новообразованные гранаты и пироксены цементируют обломки и псевдообломки тонкополосчатых оруденелых и безрудных пироксен-гранатовых скарнов, гаустингсит-магнетитовой руды и слабоизмененных вмещающих пород. Если эти скарны развиваются по скарнам первого этапа брекчированного строения, то повторное дробление приводит к тому, что в пределах небольших участков можно встретить сочетания обломков пород разного размера и состава.

В том случае, когда брекчированию и последующему скарнированию подвергаются тонкополосчатые апотуфовые скарноиды, то первичные гранаты состава андр₂₂₋₄₅ гросс₇₈₋₅₅ ($N=1,765-1,806$) цементируются более железистыми разностями — андр₅₇₋₆₀ гросс₄₃₋₄₀ ($N=1,820-1,825$) и рассекаются поздними кальцит-андрадитовыми ($N=1,885$) жилками. В некоторых псевдообломках происходит перекристаллизация гранатовых и пироксеновых полос с повышением железистости минералов.

В диффузионных пироксен-гранатовых скарнах этого этапа пироксен более железистый ($Ng=1,730$, $Np=1,697$, 54% геденбергита), а гранат более глиноземистый ($N=1,785$, 57% андрадита), чем в таких же зонах первого этапа. В этом отношении они сходны со скарнами второго этапа.

В метасоматитах третьего этапа отмечается та же последовательность минералообразования, что и в ранее образованных породах. На периферии скарновых залежей можно видеть замещение граната и пироксена магнетитом, ассоции-

Химический состав магнетитов

Компонент	1	2	3
SiO ₂	1,07	0,55	0,49
TiO ₂	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,78	0,98	0,47
Fe ₂ O ₃	74,65	66,94	67,25
FeO	23,03	29,97	30,19
MnO	0,02	0,26	0,14
MgO	0,38	0,38	0,33
CaO	0,26	0,46	0,53
V ₂ O ₅	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,02
С у м м а	100,20	99,56	99,42

Миналы, %

FeFe ₂ O ₄	76,0	97,0	98,0
MgAl ₂ O ₄	1,5	2,0	1,0
MgFe ₂ O ₄	0,5	—	1,0
MnFe ₂ O ₄	—	1,0	—
Fe ₂ O ₃	22,0	—	—
Микротвер- дость, кг/мм ²	630	662	618

Примечания: 1 — магнетит из окварцованной актинолит-эпидот-магнетитовой руды (скв. 13, гл. 76 м); 2 — из апатит-магнетитовой жилы (скв. 173, гл. 81 м); 3 — из кальцит-магнетитовой руды (скв. 203, гл. 216 м). Анализы выполнены Л. А. Непиной в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР.

рующимся с эпидотом, хлоритом и актинолитом. Однако для метасоматитов этого этапа такие соотношения наблюдаются крайне редко и в большинстве исследованных случаев скарны сохраняются незамещенными.

На северном фланге Центрального месторождения среди гранулированных тонкозернистых пироксен-гранат-магнетитовых руд встречаются апатит-магнетитовые жилы пегматоидного типа. Магнетит этих жил по составу очень близок магнетиту из первичных кальцит-магнетитовых руд (табл. 2, ан. 2 и 3), отличаясь только повышенной микротвердостью, а апатит содержит элементы-примеси, типоморфные для сиенитов (главным образом, редкие земли).

Появление новой генерации магнетита несколько усложняет строение рудных тел. Существующие ныне рудные тела, по сути, представляют собой регенерированные залежи. Особенно это относится к таким рудным телам, как Ключевое, Ирбинское I и II, трубообразная форма которых на северном фланге Центрального месторождения обусловлена влиянием интрузии сиенитов.

В участках развития ороговикованных скарнов и магнетитовых руд на Безымянном, Центральном месторождениях и северном фланге Гранатового сформирована разнообразная среднетемпературная минерализация. Она локализована обычно в узких трещинных зонах. В участках выщелачивания, в друзовых полостях среди пироксен-гранат-магнетитовой руды встречены нарастающие на магнетит, гранат и пироксен агрегаты спутанно-волокнистого асбестовидного актинолита, ассоциирующегося иногда с эпидотом и сульфидами. Среди пирротин-магнетитовой руды в это же время формируется ильваитовая минерализация (Мазуров, 1970), а среди эпидот-

магнетитовых и гастингсит-пироксен-гранатовых пород с остаточным кальцитом — бабингтонит-эпидотовая с развивающимися позднее пренитом и хлоритом. В слабогранулированных апопорфиритовых пироксен-гранатовых скарнах первого этапа в ореоле пронизывающей их апофизы сиенит-порфиров проявлена везувиановая минерализация. Вблизи апофиз и даек сиенит-порфиров в скарнах встречается ортит.

По-видимому, гидротермальной деятельностью поздних интрузий обусловлено широкое развитие в скарнах Гранатового месторождения друзовых текстур. Это подтверждается наличием в перекристаллизованных гранатах из друз элементов-примесей, типоморфных для кислых интрузий, таких как Be, Nb, Ge и Sn (Мазуров, Мазурова, 1974), наличие в мушкетовите примеси вольфрама и присутствие в этих участках кварц-молибденитовых жилок.

Исходя из изложенного, можно заключить, что в рудном поле Ирбинских месторождений, где проявлен многоэтапный глубинный магматизм, становление поздних интрузий приводит к значительным преобразованиям сформированных ранее магнетитовых руд и известковых скарнов. В условиях амфибол-роговиковой фации динамотермальный метаморфизм проявляется обычно только в узкой приконтактной полосе, не превышающей по мощности 20 м. Эндоконтактные участки интрузии обогащаются магнетитом и гематитом, составляющими нередко значительную часть акцессорных минералов интрузивной породы. Иногда здесь отмечаются ксенолиты скарнов и руд, однозначно свидетельствующие о послерудном характере интрузий.

Наибольшие преобразования все же осуществляются в послемагматические стадии. В каждый новый гипогенный этап последовательность минералообразования, обусловленная энергетическими причинами, повторяется. Магнетит вновь кристаллизуется вслед за пироксеном и гранатом, сопровождаясь амфиболами и эпидотом. При недостаточном объеме исследований это может привести к неверному выводу о связи рудной минерализации с самой поздней интрузией. В рудных полях с многократно проявленным магматизмом большинство рудных залежей являются регенерированными.

Прямыми признаками наложенного метаморфизма являются наличие в эндоконтактах интрузий ксенолитов руд и вмещающих их скарнов, а также совместный метаморфизм руд и скарнов в экзоконтактной зоне. Для определения метаморфизма важную роль играет изучение особенностей внутреннего строения магнетита и изменения, в частности, его микротвердости в разных парагенезисах. Косвенными признаками наложенного метаморфизма могут служить: а) обилие минеральных ассоциаций, редко встречаю-

щихся на железорудных месторождениях; б) присутствие в составе элементов-примесей перекристаллизованных минералов дополнительных компонентов, не свойственных непрерывно кристаллизованным разностям, в) варьирующая в широких пределах железистость сосуществующих граната и пироксена, отражающая характер генерирующей гидротермы интрузии; г) сложная форма рудных тел.

Отмеченные признаки не являются единственными и достаточными. Нахождение фактического материала несомненно будет способствовать дальнейшей разработке и всестороннему развитию этой важной в рудной геологии проблемы.

ЛИТЕРАТУРА

- Вахрушев В. А. Минералогия и генезис железных руд Белорецкого месторождения на Алтае. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1960, 95 с.
- Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1965, 291 с.
- Дымкин А. М., Васильева А. И. Особенности метаморфического преобразования магнетитовых руд в месторождениях гидросиликатного и скарнового типов. См. наст. сб.
- Жариков В. А. Скарновые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 220—302.
- Зубкус Б. П., Шнейдер Е. А. Вулканогенно-осадочные отложения кембрия юго-западной части Восточного Саяна и их металлогения.— «Труды СНИИГГиМС». 1964, вып. 35, с. 17—28.
- Индукаев И. В. Генетические особенности Инского железорудного месторождения (Горный Алтай).— В кн.: Природа и природные ресурсы Алтая и Кузбасса. Ч. 2. Новосибирск, 1970, с. 71—73.
- Корель В. Г. Контактный метаморфизм Шерегешевского железорудного месторождения в Горной Шории.— «Изв. Томского политехн. ин-та», 1953, т. 14, вып. 1, с. 123—128.
- Коржинский Д. С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях.— В кн.: Акад. Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности. М., Изд-во АН СССР, 1946, с. 242—261.
- Мазуров М. П. Ильваит из Ирбинского рудного поля (Восточный Саян).— В кн.: Проблемы региональной геологии и петрографии Сибири и методы геохимических и геофизических исследований. Вып. 2. Новосибирск, 1970, с. 70—72.
- Мазуров М. П., Мазурова З. К. О гранатах Ирбинской группы железорудных месторождений.— В кн.: Минералого-геохимические особенности скарновых месторождений. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 90—104.
- Ревердатто В. В. Фации контактового метаморфизма. М., «Недра», 1970, 271 с.
- Сергеев В. Н., Тюлюпо Б. М. О метаморфизме магнетитов из месторождений Ташелгинско-Майзасской рудной зоны Горной Шории.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 4, с. 131—137.
- Синяков В. И. О зависимости микротвердости магнетита от условий его образования.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 2, с. 32—40.
- Шарапов В. Н., Лапин С. С., Васильева А. И. Еще раз о контактовом метаморфизме Шерегешевского месторождения в Горной Шории.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 11, с. 57—65.

КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ РУД НА ОЗЕРНОМ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

К. Р. КОВАЛЕВ

Массивные сульфидные залежи в процессе контактового термального или дислокационного метаморфизма нередко существенно изменяют свои морфологические очертания, минеральный состав и внутреннее строение, что затрудняет выяснение первичных генетических особенностей месторождений, определяющих закономерности их локализации. В настоящее время, когда многими исследователями на ряде месторождений было доказано синхронное накопление рудного вещества и вмещающих пород, изучение поведения сульфидов и регенерации их при различных типах метаморфизма особенно актуально.

Интересный материал по преобразованию гидротермально-осадочных сульфидных руд при контактовом метаморфизме был получен на Озерном колчеданном свинцово-цинковом месторождении в Западном Забайкалье, где многоярусные пластовые залежи сульфидных руд прорываются субвулканическими интрузиями кислого и основного состава и более поздними дайками долеритов и сиенитов. В сульфидных и сидеритовых рудах месторождения на контакте с большинством интрузивных образований происходят процессы магнетитизации и хлоритизации.

Возрастные взаимоотношения с интрузивными породами на месторождении рассматривались ранее в работах Л. П. Хряниной (1968) и отмечались А. А. Малаевым и др. (1965), Е. П. Мироновым (1967), И. В. Крейтер (1967), А. И. Донцом (1970) и другими. Однако эти исследователи считали первичное сульфидное оруденение эпигенетическим по отношению к вмещающим кембрийским отложениям. Магнетитовая вкрапленность и магнетитовые руды, по их мнению, образуются при отложении из железосодержащих рудных растворов вдоль ослабленных приконтактных зон и накладываются на эндоконтактные зоны даек, силлов и на вмещающие породы.

В последнее время в результате детальных исследований был достаточно обоснованно доказан гидротермально-осадочный генезис руд Озерного месторождения (Дистанов и др., 1972; Тарасова, Ближнюк, Бабкин, 1972). К одному из аргументов, подтверждающих эту точку зрения, относятся и приконтактные изменения колчеданно-полиметаллических руд, типичные признаки которых теперь уже полно описаны для колчеданных месторождений Урала, Алтая, Кавказа (Вахро-

меев, 1956; Логинов и др., 1968; Логинов, 1960; Озеров, 1959; Пшеничный, 1970; Пшеничный, Кулагина, 1968; Червяковский, 1953; Яковлев, 1959; Варлаков, 1967; Богуш, 1964; Карапетян, 1967; Чепрасов и др., 1969) и зарубежными исследователями (Sales, Meyer, 1951; McDonald, 1967; Graham, Asoke, 1968, 1970; Lawrence, 1972; Vokes, 1969).

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Рассматриваемое месторождение, как и другие рудопроявления района с явными признаками гидротермально-осадочного генезиса, расположено в останце (10×10 км) нижнекембрийских пород олдындинской свиты среди гранитоидов витимканского комплекса. В этом же рудном узле сосредоточены и другие месторождения меди, свинца, цинка, железа гидротермального и скарнового происхождения.

Руды Озерного месторождения приурочены к мощной пачке туфогенно-карбонатных пород (в пределах месторождения она превышает 1600 м), структурно представляющих синклинальную пологую складку. Стратифицированные рудные тела колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд распространяются до глубины 1400 метров. Согласно залегание рудных залежей нарушается внедрением интрузивных образований и развитием метасоматической минерализации, вследствие чего некоторые пластовые рудные тела приобретают более сложную форму и характеризуются неравномерным распределением оруденения.

На месторождении встречаются штокообразные, силловые и дайковые образования диабазов, диабазовых порфиров и кварцевых диабазовых порфиров и автомагматические брекчии риолит-дацитовых и дацитовых порфиров кембрийского вулканогенного комплекса и более молодые триасово-юрские дайковые тела сиенит-порфиров и долеритов. Взаимоотношения интрузивных образований с рудами месторождения отражены на схематической геологической карте горизонта штольни (рис. 1). Наиболее ранние автомагматические брекчии риолит-дацитовых порфиров образуют пластообразное силловое тело, согласное с вмещающими породами туфолавового и туффитового горизонта, а на юго-востоке — секущее отложение рудовмещающей озерной толщи олдындинской свиты. Интрузия насыщена многочисленными обломками карбонатных, туфокарбонатных пород и колчеданных руд.

Зеленокаменно-измененные диабазовые порфиры составляют одно дайкообразное тело протяженностью до 1200 м и мощностью 10—60 м на северо-западе месторождения и несколько сложных силлообразных тел с раздувами и выклини-

ванием в шарнире синклинали складки. Более поздними по отношению к этим образованиям являются автомагматические брекчии дацитовых порфиров, северо-восточной части месторождения, рассекающие диабазовые порфиры. По морфологии это сложное линейно-вытянутое тело с падением в сторону ядра синклинали. Серия дайковых тел диабазов и кварцевых диабазовых порфиров мощностью 5—10 м выполняет трещины субширотного направления и юго-западного падения.

Маломощные (3—5 м) дайки позднего Т—I комплекса представлены сиенит-порфирами и более молодыми долеритами. Сиениты имеют меридиональное и субширотное простирание и северо-западное падение, а долериты — северо-восточное простирание и северо-западное падение.

Наложение процессов гидротермально-метасоматической баритово-полиметаллической и сидеритовой минерализации вдоль зон тектонических нарушений еще более осложняет строение пластовых сульфидных залежей. Сидеритизация преимущественно приурочена к юго-восточной части месторождения и накладывается как на гидротермально-осадочные руды, так и на вмещающие карбонатно-туфогенные образования с сохранением реликтов менее измененных замещающих пород и руд. В контактовых частях сидериты обогащаются свинцом, цинком, медью, что говорит о признаках регенерации и насыщении этими элементами при наложении сидеритов на гидротермально-осадочные колчеданно-полиметаллические слоистые руды.

Руды	Первичные, гидротермально-осадочные	Вторичные, контактово-метаморфические
Текстуры	Первично-осадочные: горизонтально-слоистые, ритмично-слоистые, линзовидно-слоистые, неравномерно-слоистые, градационно-слоистые, косослоистые, ленточные, зачаточно-слоистые, сливные Седиментационные брекчиевые: крупноглыбовые, брекчиевые сейсмогравитационные, мелкообломочные брекчиевые сортированные и несортированные с сульфидным, карбонатным и смешанным цементом Текстуры атектонических деформаций, диагенеза и эпигенеза	Массивная, кристаллически-зернистая, порфировая, пятнистая, бурундучная, полосчатая, вкрапленная, брекчиевидная, брекчиевая, унаследованно-полосчатая
Структуры	Глобулярная, глобулярно-почечная, почечная, кристаллически-глобулярная, равномерно-зернистая	Гомеобластическая, гетеробластическая, идиоморфнобластическая, скелетная кристаллобластическая, пойкилобластическая, субграфическая, распада твердых растворов

Прежде чем перейти к описанию признаков контактового метаморфизма, отметим еще, что первичные руды месторождения характеризуются слонстыми, брекчиевыми и другими текстурами, отражающими процессы обычного осадконакопления и литификации (см. таблицу). Описание текстур и структур руд месторождения приводится в ряде работ (Бусленко, 1970; Ковалев и др., 1971; Дистанов, Ковалев, 1975). Наиболее распространены на месторождении сливные слоистые и седиментационно-брекчиевые руды и тонкослоистые туфокарбонатные образования с равномерной тонкой сыпью пирита, сфалерита, галенита. Широко представлены на месторождении также хемогенные ритмиты пирит-сидеритового, пирит-сидерит-сфалеритового состава. Прослойки осадочных сидеритов в них колеблются от нескольких миллиметров до 10 см. Сливные колчеданно-полиметаллические руды месторождения представляют собой довольно однородные образования, сложенные глобулярным пиритом и тонкозернистыми сфалеритом и галенитом.

На фоне таких довольно простых по составу и строению руд изменения текстурного, структурного рисунка и минерального состава в зонах контактового метаморфизма проявляются наиболее отчетливо.

ФОРМЫ ПРОЯВЛЕНИЯ ЭКЗО- И ЭНДОКОНТАКТОВЫХ ИЗМЕНЕНИЙ

Приконтактовые изменения отмечены в колчеданных, колчеданно-полиметаллических и сидеритовых рудах у субвулканических тел диабазовых порфириров, даек кварцевых диабазовых порфириров, долеритов. Приуроченность хлоритовой и магнетитовой минерализации к контактам интрузивных образований основного состава на месторождении отмечалась многими исследователями. Масштабы зон изменения определяются размерами интрузивных тел, взаимоотношением со слонстыми рудами, составом самих руд и колеблются от десятка сантиметров до десятка метров (рис. 2, 3). Тепловое воздействие интрузий фиксируется микроскопически и на больших расстояниях в первичных рудах и породах по их перекристаллизации и локальной хлоритизации и магнетитизации. Распределение магнетита в рудах крайне неравномерное — от единичных метакристаллов до массивных магнетитовых руд. Основная масса магнетита тяготеет к юго-западной части месторождения, к полю развития силлов диабазовых порфириров, в экзо- и эндоконтактовых зонах которых встречаются магнетит, гематит, лейкоксен, хлорит, кварц, эпидот, карбонат и другие минералы.

Эндоконтактовые изменения в диабазовых порфиритах обычно небольшие, и порода в общем сохраняет первичную

диабазово-офитовую порфиривидную структуру. По всей массе породы отмечается спилитизация. В порфировых выделениях присутствуют хлоритизированный пироксен и альбитизированный плагиоклаз, а основная масса хлоритизирована и карбонатизирована. Отсутствие четкого структурного контроля, часто субпластовая форма залегания скорее всего указывают на внедрение диабазовых порфиритов в толщу слабо литифицированных осадков, что привело к более широкому участию в процессах контактового метаморфизма нагретых поровых растворов, пропариванию и спилитизации самих диабазов и хлоритизации и магнетитизации вмещающих пород и руд на значительных расстояниях.

С дайками кварцевых диабазов (типа андезито-базальтов) на месторождении также связано развитие хлоритизации и магнетитизации. В верхних частях разреза месторождения дайки имеют нечеткие морфологические очертания, расплывчатые границы и часто представляют сливные хлоритолиты с порфировыми выделениями кварца. В этих разностях даек были обнаружены ксенолиты слоистых колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд. В экзоконтактных частях даек встречаются хлорит-магнетитовые руды. На глубине дайки имеют более свежий облик, сохраняют свой состав и мелкозернистую микродиабазовую, местами интерсертальную структуру с порфировыми выделениями плагиоклаза. Такое неравномерное изменение даек по падению, очевидно, связано с внедрением их в толщу в различной степени литифицированных осадков.

Процессы магнетитизации более ограниченных масштабов происходят и у контакта самых молодых интрузивных образований — даек долеритов. В одном из случаев в штольне вдоль контакта долерита с сидеритовыми рудами на расстоянии 15—20 см нами отмечалась магнетитизация, интенсивность которой постепенно от контакта уменьшалась (см. рис. 2, б). При этом в приконтактной зоне образуются многочисленные кальцитовые гнезда и прожилочки.

Контактный метаморфизм у интрузивных образований кислого состава проявлен значительно слабее и не образует такой четкой картины, как у интрузий основного состава. В эндо- и экзоконтактных зонах автомагматических брекчий изменения выражены в интенсивной серицитизации вмещающих пород, цемента брекчий и порфировых выделений плагиоклаза в них вплоть до сливных серицитолитов, окварцевании, альбитизации, карбонатизации, сидеритизации, баритизации. В контакте с сидеритовыми рудами происходит перекристаллизация слоистых сидеритов и развитие вкрапленности магнетита. При этом сохраняется реликтовая слоистая текстура. В сульфидных рудах отмечаются отдельные метакристаллы или нечеткие маломощные прожилочки магнетита.

На контакте и в экзоконтактовых зонах автомагматических брекчий развиваются кварцево-карбонатные прожилочки с сульфидами, оторочки и гнезда колломорфно-почечного пирита (рис. 5). Вокруг метакристаллов пирита, магнетита и приконтактовых колломорфно-почечных выделений образуются стебельчатые агрегаты кварца, карбоната, мусковита, хлорита. Слабое развитие магнетитизации у тел автомагматических брекчий кислого состава, очевидно, объясняется более низкими температурами при внедрении. Внедрение риолит-дацитовых порфиров осуществлялось в слаболигитифицированные осадки, на что указывают многочисленные обломки пластично-деформированных слоистых пород и руд в эндоконтактовых зонах.

Около даек спенит-порфиров магнетита вообще не было обнаружено, а в зоне 1,5 м на контакте их с седиментационными брекчиями с сульфидно-карбонатным цементом встречены скопления марказита, который в первичных рудах месторождения встречается очень редко и в общем характеризует более окислительные условия отложения. Он образует равномерную сыпь червячных выделений в массе перекристаллизованного кварцево-карбонатного агрегата и ветвистые нечеткие прожилочки дендритового строения. Совместно с марказитом выделяется небольшое количество халькопирита и образуются крупные (0,1—1 мм) метакристаллы или гломерокристаллические агрегаты зерен пирита. Выделения сфалерита в этой зоне, в отличие от первичных руд, обильно насыщены субмикроскопической эмульсионной вкрапленностью халькопирита.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРИКОНТАКТОВЫХ НОВООБРАЗОВАНИЙ

В приконтактовых зонах, помимо перекристаллизации основных рудослагающих компонентов первичных сульфидных руд, образуются некоторые новые специфические минералы и минеральные парагенезисы, характеризующие условия контактового термального воздействия. В рудах этих зон, помимо основных сульфидов, были обнаружены магнетит, гематит, марказит, лейкоксен, хлорит, альбит, эпидот, мусковит, биотит, кальцит, гранат, актинолит.

Изменения сульфидов первичных гидротермально-осадочных руд выражаются в следующем. По тонкоглобулярной массе пирита образуется магнетит или происходит перекристаллизация его в кристаллически-зернистый агрегат с выделением метакристаллов пирита размером до 4 мм. Сфалерит перераспределяется и концентрируется в отдельных уча-

стках руд или в прожилках. Перекристаллизация его сопровождается иногда выделением тонкой сыпи магнетита (0,01—0,05 мм), очевидно, за счет изоморфного железа. Вообще же непосредственно у контактов чаще представлена сфалерит-магнетитовая ассоциация, поскольку все сульфидное и карбонатное железо превращается в магнетит.

Более подвижный компонент — галенит — образует совместно с хлоритом и карбонатом секущие и послойные прожилочки в экзо- и эндоконтактных зонах интрузивных образований или концентрируется в виде отдельных полос и гнезд в перекристаллизованных рудах. Здесь же отмечается некоторая концентрация халькопирита, который в первичных сульфидных рудах месторождения встречается редко. Он выделяется в виде обильной эмульсионной вкрапленности в сфалерите, образует каплевидные включения в метакристаллах пирита и магнетита или выделяется в тесных сростаниях с галенитом. В приконтактных зонах силлов диабазовых порфириров, ореолах и эндоконтактных зонах автомагматических брекчий дацитов в тонких прожилочках и мелких гнездах отлагается барит.

Из минеральных новообразований процесса контактового метаморфизма прежде всего следует отметить магнетит, который совместно с магнезиально-железистым хлоритом образует на месторождении новый тип хлорит-магнетитовых руд. В первичных гидротермально-осадочных рудах магнетит не встречается, образуется он в основном по пириту и сидериту. Пирит-магнетитовые и магнетит-хлоритовые руды сложены мелкозернистыми его разновидностями. В седиментационных брекчиях с гидротермальной проработкой и метасоматических баритово-полиметаллических рудах встречаются отдельные метакристаллы магнетита размером до 3 мм. Часто они катклазированы и залечены кварцем, карбонатом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом. Появление этого магнетита на месторождении скорее всего связано с процессами дальнего термального пропаривания под воздействием внедрившихся субвулканических интрузий или гидротермального метаморфизма при наложении гидротермально-метасоматической минерализации.

Кроме того, обломки массивных магнетитовых руд размером до 2—3 см и обильная вкрапленность магнетита встречаются в взрывных брекчиях риолито-дацитов. Генетически появление обломков магнетита в самых ранних интрузивных образованиях остается несколько неясным. Возможно, магнетит в них образовался за счет замещения пирита или сидерита, захваченных в виде ксенолитов.

В тесной ассоциации с магнетитом обычно встречается гематит. Он образует червячные выделения или каемки в кристаллах магнетита. По ильмениту и рутилу как в самих

хлоритизированных и магнетитизированных рудах, так и эндоконтактных зонах диабазовых порфириров развивается лейкоксен. Марказит, как отмечалось выше, был обнаружен в контакте даек сненит-порфириров. Пирротин, присутствующий в первичных рудах в небольших количествах, не является характерным минералом зон контактового метаморфизма описываемого месторождения. Появление его скорее всего связано с процессами эпигенеза и дислокационного метаморфизма (Дистанов, Ковалев, 1975). С глубиной его количество в рудах увеличивается.

В различных участках перекристаллизованных руд встречаются парагенезисы жильных минералов: хлорит — карбонат — кварц — альбит — эпидот, хлорит — мусковит — кварц, гранат — биотит — мусковит — альбит — хлорит, гранат — актинолит — мусковит — хлорит. Характерными нерудными минералами процессов контактового метаморфизма обычно являются гранат, актинолит, биотит, мусковит. Впервые гранат на месторождении был обнаружен К. В. Кочетковой в зоне пересечения дайкой кварцевого диабаз субвулканического тела диабазового порфирита и рудных тел. Он образует довольно густую сыпь округлых изометричных зерен размером 0,03—0,05 мм в ассоциации с альбитом, биотитом, мусковитом, хлоритом, магнетитом, перекристаллизованным пиритом. Нами гранат был встречен в перекристаллизованной пирит-магнетитовой руде у контакта с sillом диабазового порфирита. Выделения его представлены редкими округлыми и хорошо ограниченными, иногда скелетными зернами или небольшими скоплениями их. Здесь он ассоциирует с актинолитом, мусковитом, хлоритом, кварцем, эпидотом, рутилом. Чешуйки мусковита и таблитчатые порфиробласты актинолита разноориентированы в кристаллически-зернистом пирит-магнетитовом агрегате.

В процессе контактового метаморфизма сульфидные руды месторождения меняют свой текстурный облик и иногда полностью теряют черты первичного строения. По степени перекристаллизации и изменению текстурно-структурного рисунка от контакта с интрузиями можно выделить три зоны. Непосредственно в приконтактной зоне (первые метры), где температурный нагрев высок, происходит резкое изменение текстурно-структурного рисунка руд и первичное строение их невозможно восстановить. Здесь встречаются магнетит-сфалеритовые, пирит-магнетитовые, пирит-магнетит-сфалеритовые массивные перекристаллизованные руды порфирировых, полосчатых, бурундучных текстур (рис. 4). Рисунок их обусловлен закономерным ростом метакристаллов пирита или выделением порфирировых тонкокристаллических скоплений их в массе магнетита, чередованием полос пирита и магнетита,

пирита и сфалерита, полосчатым распределением агрегатов пирита различной зернистости и др.

Наряду с массивными разностями встречаются пятнистые и брекчиевидные хлорит-магнетитовые, карбонатно-магнетитовые руды. Они образуются за счет магнетитизации и хлоритизации сульфидного и сидеритового цемента карбонатных брекчий. Обломки известняков в них перекристаллизованы и окаймляются магнетит-хлоритовыми оторочками.

Во второй зоне, на некотором удалении от контакта, сохраняются текстуры первичных руд. За счет избирательной магнетитизации и хлоритизации пестрых сульфидно-карбонатных слоистых руд образуются разности с реликтовыми и унаследованными типами текстур (рис. 6). В брекчиевом типе руд по отдельным обломкам и участкам цемента развиваются хлорит, магнетит или образуются хлорит-магнетитовые каемки. Для этой зоны характерно сочетание признаков первичного строения руд с элементами бурундучных, полосчатых брекчиевых пятнистых, порфиroidных текстур. Подобные разности руд имеют нечеткие генетические признаки, неся черты гидротермально-осадочного и контактово-метасоматического образования.

Самая удаленная зона от контакта характеризуется слабой степенью изменения и является переходной к первичным рудам. Здесь полностью сохраняется текстурный рисунок руды и происходит лишь частичное изменение структуры рудного вещества. Среди первичных глобулярно-кристаллических агрегатов пирита зарождаются метакристаллы магнетита, отмечается перераспределение сфалерита, галенита, собирательная перекристаллизация пирита.

Контактовое воздействие даек субвулканических интрузий фиксируется и на более значительных расстояниях, на десятки метров от них, по появлению гнезд мономинерального хлорита, хлоритизации и перекристаллизации вмещающих туфо-карбонатных пород.

В целом для контактово-метаморфизованных руд месторождения характерны кристаллически-зернистые, гомео- и гетеробластические, порфиробластические структуры (рис. 7). Обычным для руд является рост метакристаллов пирита, магнетита, пластинок актинолита, чешуек мусковита, ромбоэдрических кристаллов сидерита в массе пиритового и пирит-магнетитового агрегата. Специфическими структурами зон контактового метаморфизма являются пойкилобластические структуры. Порфировые выделения пирита, магнетита часто переполнены каплевидными включениями рудных и жильных минералов. Это явление отмечалось многими исследователями, изучавшими процессы контактового метаморфизма сульфидов. А. Г. Жабиным, В. С. Поповым (1971) подобные структуры, по данным экспериментальных исследований, объясняются расплавлением сульфидов.

Как отдельные зерна тонкокристаллического агрегата пирита, так и крупные порфиновые выделения его из зон контактового метаморфизма не выявляют какого-либо структурного рисунка внутреннего строения.

ОБЛОМКИ РУД В ДАЙКАХ

В сильно хлоритизированных разностях даек кварцевых диабазовых порфиритов на месторождении были обнаружены обломки колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд размером 3—10 см (рис. 8). Более мелкие обломки, очевидно, перекристаллизовываются, часть сульфидов рассеивается по породе с образованием тонкой сыпи галенита, сфалерита, пирита метасоматического облика. Обломки руд имеют порфировое и полосчатое строение. Первые представлены метакристаллами пирита, вторые — чередованием полос перекристаллизованного пирита, сфалерита, галенита. Часто вокруг обломков полиметаллических и колчеданно-полиметаллических руд образуются каемки «оплавления», представленные агрегатом пирита и галенита в тесных субграфических срастаниях.

Обломки в дайках по составу идентичны гидротермально-осадочным рудам месторождения, однако характеризуются специфическими структурами перекристаллизованных сульфидов. В отличие от приконтактовых зон магнетитизации, магнетит в рассматриваемых обломках не был обнаружен, что, скорее всего, указывает на отсутствие окислительных условий и перекристаллизацию рудных ксенолитов в замкнутом объеме внедрившейся дайки.

Из приведенных материалов можно сделать следующие выводы.

1. Гидротермально-осадочные слоистые и седиментационно-брекчиевые колчеданно-полиметаллические руды Озерного месторождения у контактов нижнекембрийских субвулканических и более поздних интрузивных образований испытали перекристаллизацию, минеральные, текстурные и структурные преобразования, что привело к появлению магнетитовых, пирит-магнетитовых, магнетит-хлоритовых типов руд. Перекристаллизованные руды характеризуются полосчатыми, пятнистыми, порфировыми, струйчатыми, бурундучными текстурами.

2. Наиболее глубокие изменения первичных руд происходят в интрузивных образованиях основного состава, комагматичных нижнекембрийскому вулканизму в силах диабазовых порфиритов и даек кварцевых диабазов, внедрявшихся в недостаточно литифицированные верхние части разреза и вызывающих процессы более широкого пропаривания и из-

менения вмещающих пород и руд, нежели при обычном «сухом» контактовом метаморфизме. Интенсивность приконтактовых изменений в значительной мере определяется также морфологией интрузивных образований и взаимоотношением с пластовыми телами сульфидных руд.

3. Магнетит на месторождении является контактовым минералом и тяготеет к участкам распространения слоистых и брекчиевых колчеданно-полиметаллических и сидеритовых руд. Сторонниками гидротермально-метасоматического генезиса Озерного месторождения зоны хлорит-магнетитовой минерализации считались гидротермально наложенными, не связанными с процессами контактового метаморфизма.

4. Проявление контактового метаморфизма около всех интрузивных образований месторождения, включая нижекембрийские субвулканические интрузии, подтверждает древний кембрийский возраст руд. Сингенетичный характер накопления их с карбонатно-туфогенными толщами устанавливается многочисленными геологическими данными и подтверждается текстурно-структурными особенностями основной массы первичных колчеданно-полиметаллических руд.

ЛИТЕРАТУРА

- Богущ И. А. Возрастные взаимоотношения даек диабаз и колчеданных руд Худесского месторождения.— «Докл. XV научн. конференции Новочеркасского политехнического института». Новочеркасск, 1964, с. 35—40.
- Бусленко А. И. Текстурно-структурные особенности и условия формирования руд Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения.— В кн.: Проблемы региональной геологии и петрографии Сибири и методы геохимических и геофизических исследований. Вып. 2. Новосибирск, 1970, с. 74—77.
- Варлаков А. С. Метаморфизм в связи с диабазами в районе Бакальского рудного поля. М., «Недра», 1967, 141 с.
- Вахромеев И. С. О возрастных взаимоотношениях колчеданной руды Учалинского месторождения с дайками жильных порфиров.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 5, с. 66—74.
- Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р. Текстуры и структуры гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения. Новосибирск, «Наука», 1975, 185 с.
- Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р., Тарасова Р. С. Геологическое строение и генезис Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения (Западное Забайкалье).— «Геол. рудных месторожд.», 1972, № 2, с. 3—22.
- Донец А. И. Взаимоотношения даек и оруденения на Озерном колчеданно-полиметаллическом месторождении (Бурятия).— «Бюлл. МОИП. Отдел геол.», 1970, № 5, с. 5—6.
- Жабин А. Г., Попов В. С. Эксперимент по взаимодействию базальтового расплава со сплошными сульфидными рудами.— «Геол. рудных месторожд.», 1971, № 4, с. 88—92.
- Карапетян А. И. Типы контактового метаморфизма колчеданных руд вдоль пострудных даек Кафанского месторождения.— «Изв. АН АрмССР, Науки о земле», 1967, № 4, с. 100—110.

- Ковалев К. Р., Дистанов Э. Г., Кочеткова К. В., Бусленко А. И.** Процессы гидротермально-осадочного отложения рудного вещества, диагенеза и метаморфизма руд Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения Бурятии.— В кн.: Стратиформные месторождения цветных металлов. Чита, 1971, с. 88—91.
- Крейтер И. В.** Стадии окорудного метаморфизма на колчеданно-полиметаллическом месторождении в Западном Забайкалье.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Забайкалья. Чита, 1967, с. 46—47. (Матер. II научн. конф. ЗабНИИ).
- Малаев А. А., Ветров Д. В., Хрянина Л. П., Бабкин И. Н., Златогурская И. П.** Геологическое строение колчеданно-полиметаллического месторождения в Западном Забайкалье.— В кн.: Тезисы докл. II научной конф. геологич. секции им. В. А. Обручева. Чита, изд. Заб. фил. геогр. об-ва СССР, 1965, с. 10—13.
- Миронов Е. П.** Пирит колчеданно-полиметаллического месторождения Западного Забайкалья.— В кн.: Геологическое строение некоторых колчеданных месторождений. М., «Недра», 1967, с. 212—221. (Тр. ЦНИГРИ, вып. 67).
- Логинов В. П.** Метаморфизм колчеданных руд месторождений Левиха (Средний Урал) у контактов с дайкой авгитового порфирита.— «Геол. рудных месторожд.», 1960, № 3, с. 49—63.
- Логинов В. П., Захаров А. С., Колесова А. Н.** Гематитовая минерализация у контактов дайки авгитового порфирита на Левихинском колчеданном месторождении (Средний Урал).— В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., «Наука», 1968, с. 238—263.
- Озеров Ю. К.** К вопросу о соотношениях колчеданных рудных тел с дайками диоритовых порфиритов в месторождении им. III Интернационала (Средний Урал).— «Тр. ЦНИГРИ», 1959, вып. 29.
- Пшеничный Г. Н.** Изменение микротвердости пирита под воздействием контактового метаморфизма сульфидных руд послерудной дайкой.— В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Вып. 10, 1970. Уфа, с. 142—148.
- Пшеничный Г. Н., Кулагина М. А.** Метаморфизм руд Сибайского колчеданного месторождения (Южный Урал) у контактов с дайками габбро-диабазов.— «Геол. рудных месторожд.», 1968, № 2, с. 49—60.
- Тарасова Р. С., Близнюк М. В., Бабкин И. Н.** О формационном типе и генезисе свинцово-цинкового колчеданного месторождения Озерного.— В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., «Наука», 1972, с. 79—97.
- Хрянина Л. П.** Возрастные соотношения колчеданно-полиметаллического оруденения с интрузивными образованиями на Озерном месторождении (Северная Бурятия).— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 8, с. 61—72.
- Чепрасов Б. Л., Покровская И. В., Изюмский С. И., Ковриго О. А.** Послерудные диабазовые дайки Риддер-Сокольного месторождения (полиметаллов) (Рудный Алтай).— «Зап. Всес. минер. об-ва.» Сер. 2, ч. 98, 1969, вып. 5, с. 539—552.
- Червяковский Г. Ф.** О минералогическом изменении руды в экзоконтакте порфиритов на месторождении им. III интернационала (Средний Урал).— В кн.: Минералогический сборник, № 2. М., 1953, с. 53—59. (Тр. Горно-геол. ин-та Уф. АН СССР, вып. 20).
- Яковлев Л. И.** О явлениях наложенного контактового метаморфизма в некоторых месторождениях Среднего Урала.— «Тр. ЦНИГРИ», 1959, вып. 29, с. 29—61.
- Mookherjee A. and Suffel G.** Massive sulfide — late diabase relationships, Horne mine Quebec: Genetic and chronological implications.— "Canadian Journal of Earth Sciences". 1968, v. 5, p. 3, p. 421—432.

- Mookherjee A. "Metamorphic" and "metamorphosed" sulfide deposits.— "Econ. Geol.", 1970, v. 65, n. 7, p. 886—889.
- Mookherjee A. Dykes, sulphide deposits, and regional metamorphism: criteria for determining their time relationship.— "Miner. deposita", 1970, v. 5, n. 2, p. 120—144.
- Graham R. A. F. Effect of diabase dyke intrusion on sulfide minerals at Manitouwadge Ont.— "Canadian Journal Earth Sciences", 1968, v. 5, n. 3, p. 545—547.
- Lawrence L. J. The Thermal Metamorphism of the Pyritic Sulfide Ore.— "Econ. Geol.", 1972, v. 67, n. 4, p. 487—496.
- Mc Donald J. A. Metamorphism and its Effect on Sulphide Assemblages.— "Mineralium Deposita", 1967, v. 2, n. 3, p. 200—220.
- Sales R. H. and Meyer C. Effect of post-ore dike intrusion on butte ore minerals.— "Econ. Geol.", 1951, v. 46, n. 8, p. 813—821.
- Vokes F. M. A review of the metamorphism of sulphide deposits.— "Earth-Sci. Res", 1969, n. 2, v. 5, p. 99—143.

О ПРИРОДЕ МАГНЕТИТА В ДЕВОНСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУДАХ АЛТАЯ

В. Г. ПОНОМАРЕВ

Существуют две точки зрения по вопросу происхождения гематита и магнетита в железных рудах вулканогенного генезиса. Согласно одной из них (П. П. Назаров, Н. L. James, T. Sakamoto и др.), как гематит, так и магнетит имеют первичное вулканогенное происхождение и в процессе последующего метаморфизма существенных изменений не претерпели. Исследователи, придерживающиеся другой точки зрения, считают, что основная масса гематита (а по данным некоторых авторов, и магнетита) формировалась в ходе диагенез-эпигенетических преобразований исходных железистых осадков (гидраты окиси, силикаты, карбонаты железа и т. д.), а магнетит — продукт последующей метаморфической переработки последних (С. С. Зимин, А. С. Калугин, Ю. И. Половинкина и Ю. И. Розина, Ю. Ю. Юрк, Е. Ф. Шнюков и др.). В связи с этим представляют интерес данные о природе магнетита девонских железных руд Алтая, вулканогенный генезис которых в настоящее время ни у кого не вызывает сомнения (Зимин, 1954; Калугин и др., 1967; Калугин, 1970; Кассандров, 1968; Лапин, 1963; Пономарев, 1968; Попов, 1967; Формозова, 1968; и др.) и которые рядом исследователей считаются аналогами железных кварцитов докембрия (Калугин, 1969; Точилин, 1963; и др.).

По минеральным парагенезисам и сохранности первичных текстурных рисунков вулканогенные железные руды Алтая можно разделить на три группы.

Наиболее низкотемпературные минеральные ассоциации характеризуют ритмично-слоистые кремнисто-гематитовые руды Калгутинского месторождения, расположенного на площади Калгутинской наложенной мульды в Юго-Восточном Алтае (Калугин, 1969). Минеральные ассоциации здесь следующие: дисперсный или пылевидный гематит с реликтами глобулярного строения, тонкочешуйчатый гематит, кварцин, кварц, тонкочешуйчатые и серицитоподобные гидрослюда, хлориты, альбит, турмалин, пирит (Мариич, 1966; Калугин, Пономарев и др., 1967). Для руд типичны четкие слоистые текстуры, отражающие первичное наслоение осадков. При этом в рудных и нерудных слоях первого порядка намечается послойное распределение новообразованных минералов (Пономарев, 1966), что создает слои второго и третьего порядка, так называемую слоеватость второго рода (Вассоевич, 1958; Ботвинкина, 1965). Прекрасно сохранены такие осадочные и диагенетические текстуры, как конкреционная, нептунические или кластические дайки, борозды течения, волноприбойные знаки и знаки ряби, отпечатки кристаллов соли, капель дождя, иероглифы и т. д. (Калугин, 1970). Наиболее распространены в рудах гранобластовые, кластические структуры и субграфические срастания гематита и кварца. Размер зерен гематита и новообразованных нерудных минералов определяется тысячными и сотыми долями миллиметра (редко десяти).

Второй и третий типы объединяют полосчато-сланцеватые кремнисто-гематитовые, кремнисто-магнетит-гематитовые и кремнисто-гематит-магнетитовые руды. Они известны на площади Коргонской наложенной мульды, а также в южной части Рудно-Алтайской структурно-формационной зоны и пространственно тяготеют к Северо-Восточной зоне смятия. В отличие от Юго-Восточного Алтая как в рудах, так и во вмещающих их породах широко проявлены процессы рассланцевания, сопровождающиеся в ряде случаев образованием серицит-хлоритовых, серицитовых, хлорит-биотитовых и рудных сланцев и пород типа порфиroidов, порфиритоидов и туффоидов. Наблюдения показывают, что дислокационный метаморфизм носил локальный характер, поскольку минеральные фации, типичные для участков дислокаций (динамометаморфические), не имеют широкого площадного развития.

Для руд второго типа характерны перекристаллизация и частичное переотложение кварца, а также превращение тонкозернистого гематита в агрегат мелкочешуйчатого и среднезернистого (Кедровские и часть руд Коргонского месторождений). В результате собирательной перекристаллизации мелкозернистый кварц прослоев или цемента туфов очищается от тонкодисперсного гематита и частично «отжимается» в межзерновые пространства, подчеркивая внешние контуры

зерен и обломков. В составе минералов-новообразований появляются более крупночешуйчатый серицит, мусковит и хлорит. Размер зерен гематита увеличивается до десятых долей миллиметра. Среди неравномерно перекристаллизованного микролепидогранобластового агрегата зерен кварца, чешуек гематита и серицита постоянно отмечаются реликты более тонкозернистого кварц-гематитового агрегата с размером зерен в тысячные доли миллиметра (Зимин, 1954). Реликты первичных текстур из-за дробления, развальцевания и рассланцевания в ряде случаев восстанавливаются с большим трудом, зато широкое развитие получают вторичные текстуры, среди которых на первом месте стоят сланцеватая и линзовидно-полосчатая. Среди структур характерна торцовая и микролепидогранобластовая.

Более высокотемпературные минеральные ассоциации характеризуют кремнисто-магнетит-гематитовые и кремнисто-гематит-магнетитовые руды третьего типа (Коргонское, Зыряновское и Коксинские месторождения). Количество магнетита здесь варьирует не только в пределах отдельных месторождений, но и в пределах рудного горизонта одного месторождения от 0 до 50—60%. Минеральные ассоциации представлены гематитом, магнетитом, кварцем, альбитом, серицитом, хлоритом, эпидотом, биотитом. В незначительном количестве установлены кальцит и актинолит.

Как правило, магнетит в таких рудах развивается в виде идиобластов в агрегате мелко- и среднечешуйчатого гематита, нарушая первичный текстурный рисунок (вкрапленные текстуры). Для участков массового развития магнетита характерны массивные текстуры, а в случае развития магнетита в цементе туфов — текстуры краевых каемок (в последнем случае магнетит четко следует внешним контурам обломков). В массивных магнетитовых рудах гематит часто практически отсутствует и руда нацело состоит из идиоморфных кристаллов магнетита, сцементированных столбчатым агрегатом кварца. Наиболее «чистые» магнетитовые руды в пределах Коргонского месторождения состоят из аллотриоморфно-зернистого агрегата магнетита и приурочены к контакту кварц-полевошпатовых жил, секущих под различными углами полосчатые гематит-магнетитовые руды (Шахов, 1933). Увеличение количества магнетита наблюдалось нами и в зальбандовых частях кварцевых жил, секущих рудные туфы Зыряновского железорудного месторождения. По мере удаления от контакта кварцевой жилки в сторону рудного туфа размер зерен магнетита уменьшается, и, наконец, на удалении 2 см цемент туфов имеет магнетит-гематитовый состав. В самих жилках кварца (мощность их — первые сантиметры) магнетит отсутствует.

В «слоистых» рудах магнетит приурочен к прослойкам гематита и распределен также послойно. В результате образова-

ния сравнительно крупных полиэдрических агрегатов магнетита, кварца и других новообразованных минералов уничтожаются слои второго-третьего порядка, реликты которых редко, но все же удается наблюдать между полиэдрическими агрегатами магнетита. Поэтому правильнее данную текстуру называть уже не слоистой, а унаследованной полосчатой. В полосчатых магнетитовых рудах широко проявлены агрегации магнетита, расположенные перпендикулярно или наклонно под различными углами к полосчатости. Аналогичные по морфологии секущие агрегации магнетита описаны и в железистых роговиках и джеспилитах Кривого Рога под названием «поперечно, диагонально и беспорядочно сростковой агрегации магнетита» (Гершойг, 1968). В гематит-магнетитовых и магнетит-гематитовых вулканогенных рудах Алтая наиболее широко распространены торцовая, гранобластовая с элементами лепидо- и нематобластовой, кристаллобластическая и порфирибластическая структуры, а среди текстур, как и во втором типе, — сланцеватая, линзовидно-полосчатая и очковая.

При просмотре искусственных шлихов смешанных (гематит+магнетит) руд поражает однотипность морфологических форм индивидов магнетита и одинаковая размерность зерен. Размер зерен магнетита варьирует в десятых долях, редко достигая 1 мм. В подавляющем большинстве случаев кристаллам магнетита свойствен октаэдрический габитус. Редко встречались ромбододекаэдрические формы кристаллов и в единичных случаях — октаэдры, осложненные формами (110) и (100), которые не дают собственных граней, состоят из мозаики гранных углов (111), являясь, таким образом, псевдогранями. В полированных и прозрачных шлифах характерны ромбоэдрические сечения зерен магнетита. Многочисленные замеры максимальных тупых углов ромбоэдров дают всегда значения, близкие к 75° , что также свидетельствует о преобладании октаэдрических форм кристаллов магнетита.

В участках развития сплошного магнетита октаэдрический габитус отдельных кристаллов утрачивается, но даже и в этом случае сохраняется ромбоэдрическая угловатость агрегата периферических частей таких скоплений. При срастании нескольких зерен, характерны полисинтетические сростки, напоминающие елочку (см. рисунок). Сопряжение зерен идет по плавной линии: выпуклым формам одного зерна точно соответствует вогнутость другого. Нередко отдельные грани вкрапленников магнетита на стыке друг с другом или с зернами других минералов (кварца, полевого шпата и т. д.) изъедены и недоразвиты.

В наиболее крупных кристаллах магнетита удалось наблюдать включения кварца. Последние, располагаясь в ряде случаев параллельно граням кристалла магнетита, определяют их зонарный облик. Реже в качестве включений в магнетите отме-

чался хлорит и полевой шпат. В магнетите инфильтрационно-седиментационных вулканогенных железных руд Зыряновского железорудного месторождения нами встречены включения пирита (округлой и эмульсиевидной формы) с размером сотые — тысячные доли миллиметра.

Следующей характерной особенностью является наличие вокруг большинства зерен и сростковых агрегаций магнетита оторочек перекристаллизованного кварца, нацело очищенного от гематита. В литературе подобные образования в рудах железа описываются под названием «кварцевых двори́ков», «тепей давления» и пр. (Калинин, 1965; Половинкина, Розина, 1956; Рамдор, 1962; Точи́лин, 1956; Юрк, Шнюков, Лебедев, 1959; Шахов, 1933; и др.). В алтайских рудах в составе кварцевых двори́ков в том или ином количестве присутствует серицит, хлорит, мусковит, биотит, кальцит и барит, т. е. почти весь комплекс новообразованных минералов.

Для кварцевых зерен двори́ков характерна столбчатая и волокнистая, реже, — изометричная форма. Значительная часть индивидов кварца имеет размеры от 0,01 до 0,08, редко — до 0,2—0,4 мм. Площадь рудных зерен всегда больше площади кварцевых оторочек. Волокнистые и столбчатые зерна кварца нарастают чаще всего перпендикулярно граням порфиروبласта магнетита (на противоположных его концах) и располагаются согласно с общим планом сланцеватости руды.

При отсутствии двори́ков вокруг зерен магнетита последние окружены зоной более крупнозернистого, чем в основной массе, кварца, лишенного рудных включений — «собственно теи давления» (Грубенманн, Ниггли, 1933). Слюдистые минералы в двори́ках, в отличие от кварца, ориентированы длинной осью параллельно ребру метакристалла магнетита, а плоскость срастания двух пластинок слюды на смежных ребрах — перпендикулярно реберной вершине. По короткой оси размер индивидов слюд варьирует от 0,006 до 0,03 мм, по длинной — отвечает длине ребра кристалла магнетита. Хлорит двори́ков замещен бесцветной слюдой или кварцем.

Все зерна магнетита в той или иной степени мартитизированы. Таблитчатые кристаллы гематита развиваются вдоль определенных кристаллографических направлений в магнетите. Замещение идет от периферии зерна к центру с образованием характерных каемочных или решетчатых структур (развитие гематита по трещинкам отдельности в магнетите). Граница реликтовых участков магнетита морфологически неровная, что обусловлено, по-видимому, неравномерным замещением гематитом в процессе разрастания решетчатого каркаса мартита. Изучая метаморфизм железистых пород докембрия, Хан (Нап, 1966) приходит к выводу, что по мере усиления степени метаморфических преобразований гематит переходит в магнетит, последний — в мартит и, наконец, снова в гематит.

Таблица 1

Автор	Количество замеров	Предел колебания твердости		Средняя твердость
		минимальный	максимальный	
Лебедева, 1961	—	535	695	640
Гершойг, Дементьева, 1960	492	412	689	509
Синяков, 1965	1627	421	677	566
Магнетит вулканогенных руд Алтая	511	524	585	546

Примечание: Микротвердость магнетита замерена мл. науч. сотрудником ИГиГ СО АН СССР М. М. Федосеевой.

Таблица 2

Зыряновское месторождение (по 3 определениям)				Каргоинское месторождение (по 4 определениям)			
№ линии	I	$\frac{d}{n} \text{ кх}$	(hkl)	№ линии	I	$\frac{d}{n} \text{ кх}$	(hkl)
1	5	4,86		1	4	4,76	
2	1	3,67		2	1	3,50	
3	1	3,34		3	1	3,32	
4	1	3,17		4	2	3,00	
5	6	2,96	220	5	4	3,00	220
6	2	2,71		6	1	2,70	
7	10	2,53	311	7	10	2,58	311
8	1	2,42	222	8	1	2,47	222
9	1	2,22		9	1	2,00	
10	6	2,09	400*	10	4	2,10	400*
11	1	1,83		11	2	1,89	
12	4	1,71	422	12	2	1,71	422
13	1	1,60		13	1	1,60	
14	7	1,61	333; 511	14	6	1,61	333; 511
15	9	1,48	440	15	8	1,49	440
16	2	1,32	620	16	1/2	1,31	620
17	3	1,27	533	17	1	1,27	533
18	1	1,26	622	18	1/2	1,26	622
19	2	1,21	731; 553	19	1	1,20	731; 553
20	2	1,12	642	20	1/2	1,12	642
21	5	1,09	731; 553	21	1	1,09	731; 553
22	3	1,05	800*	22	1/2	1,04	800*
23	4	0,99					
24	1	0,97					
25	3	0,94					

Примечание. Рентгеноструктурный анализ магнетитов выполнен сотрудником СНИИГиМС Н. Т. Мандриковой. Условия съемки: камера РКД; экспозиция — 30 ч; I — 15 та; V — 30 кв; диаметр образца — 0,25 мм.

Оптические свойства магнетита вулканогенных железных руд Алтая тождественны приводимым в определителях рудных минералов. Он оптически изотропный, внутренние рефлексy отсутствуют, в отраженном свете светло-серый, иногда с коричневатым оттенком за счет изоморфного вхождения в решетку магнетита примеси титана. Структурное травление (до 5 мин) положительных результатов не дает.

В табл. 1 приведены результаты замера микротвердости магнетита с помощью микротвердомера ПМТ-3 по стандартной методике (Лебедева, 1963). Микротвердость магнетита вулканогенных железных руд Алтая ниже общего среднего «стандартного магнетита» (Лебедева, 1961) и ниже микротвердости магнетита из контактово-метасоматических месторождений (Синяков, 1965). Наиболее близка она микротвердости магнетита железистых кварцитов Криворожья (Гершойг, Дементьева, 1960).

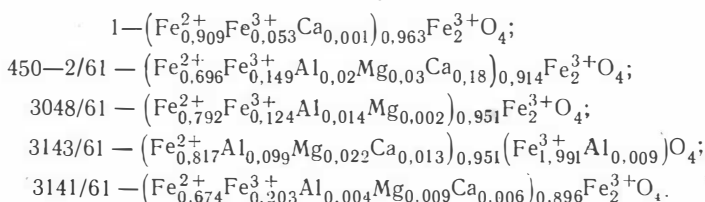
Рентгеноструктурный анализ магнетита вулканогенных железных руд Алтая (табл. 2) показывает идентичность его структуры с эталонными образцами (Михеев, 1957). Основными межплоскостными расстояниями являются: 2,96; 2,53; 2,095; 1,708; 1,611; 1,276; 1,047 Å соответственно по hkl — 220; 331; 400; 422; 333; 511; 533; 800. Помимо основных линий магнетита на дебаеграммах выявляются линии со слабо выраженной интенсивностью, характерные для гематита (3,67 Å), кварца (3,34 Å), полевого шпата (3,17 Å). Как отмечалось выше, кварц и полевой шпат установлены в магнетите в качестве включений, а гематит является продуктом его мартитизации. По линиям, отмеченным в таблице знаком (*), проведен расчет постоянной кристаллической решетки магнетита. Параметр элементарной ячейки магнетита $a_0 = 8,394$ Å, что несколько меньше соответствующей величины стандартного магнетита — $a_0 = 8,396$ Å (Михеев, 1957). По-видимому, некоторое уменьшение значения параметра элементарной ячейки алтайского магнетита следует объяснить частичным замещением двухвалентного железа трехвалентным в процессе его мартитизации.

Результаты химического анализа магнетита и эмпирические формулы, рассчитанные по ним, приведены в табл. 3. Прежде всего, обращает на себя внимание несоответствие состава магнетита его стехиометрической формуле, что проявляется в избытке содержания окиси железа и может быть объяснено последующим окислением магнетита.

В табл. 4 сведены данные по содержанию элементов-примесей в магнетите вулканогенных железных руд Алтая и первичном вулканическом (эксгальционном) магнетите Долины десяти тысяч дымов (Аляска), при этом довольно отчетливо на-

Окисел, вес. %	Магнетит Кор- гонского месторожде- ния (Вахру- шев, 1965, табл. 3)	Магнетит Зырянского месторождения			
		450—2/61	3048/61	3143/61	3141/61
Fe ₂ O ₃	71,63	79,01	68,03	74,53	78,24
FeO	28,49	16,74	25,13	25,04	21,54
SiO ₂	0,39	2,26	4,03	0,04	0,19
TiO ₂	0,05	Сл.	Сл.	0,03	Сл.
Al ₂ O ₃	Сл.	0,56	1,96	0,27	0,10
MnO	0,014	Сл.	0,015	0,01	—
MgO	0,25	0,54	0,38	0,05	0,12
CaO	0,21	0,49	0,35	—	0,18
V ₂ O ₅	0,02	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Cr ₂ O ₅	0,025	»	»	»	»
С у м м а	100,88	99,60	99,98	99,97	100,37

Кристаллохимические формулы



Примечание. Анализы проб магнетита Зырянского железорудного месторождения выполнены в химической лаборатории СНИИГГМС.

мечается следующая особенность. Средние значения концентрации элементов в первично-вулканическом магнетите заметно выше, а спектр их шире, чем в метаморфическом магнетите Алтая. В первую очередь это относится к таким элементам, как кобальт, никель, медь, цинк, свинец, олово, сурьма, молибден.

Приведенные данные по петрографии, минералогии, химическому составу магнетита и структурному взаимоотношению в вулканогенных железных рудах Алтая можно суммировать следующим образом.

1. Ассоциация гематит+магнетит появляется лишь в тех разновидностях руд, для которых характерна относительно высокая степень перекристаллизации первичного материала с развитием торцової, пранобластовой с элементами лепидо- и нематобластовой, кристаллобластической и порфиробластической структур, сланцеватой, линзовидно-полосчатой и очковой текстур. Указанная минеральная ассоциация характеризует сравнительно небольшие участки дислокаций и не имеет широкого площадного развития. Наблюдается переход в слабо метаморфизованные породы на расстоянии 2—3 км. Таким образом, в структурном плане гематитовые руды с магнетитом при-

Средние содержания элементов-примесей в магнетите

Месторождение	Ti	V	Cr	Mn	CO	Ni	Cu	Zn	Ga	Sn	Sb	Mo	Ba	Pb
Коргонское (5 проб)	$\frac{0,01}{2}$	$\frac{0,004}{3}$	$\frac{0,016}{3}$	$\frac{0,010}{5}$	$\frac{0,002}{1}$	Сл. $\frac{1}{1}$	$\frac{0,0001}{6}$	$\frac{0,01}{3}$	$\frac{0,0008}{1}$	—	—	—	—	—
Зырянское (6 проб)	$\frac{0,001}{2}$	$\frac{0,001}{2}$	—	$\frac{0,008}{6}$	—	$\frac{0,001}{6}$	$\frac{0,0001}{6}$	$\frac{0,03}{4}$	—	—	—	—	$\frac{0,001}{2}$	—
Долина десяти тысяч дъямов (Уайт, 1965; табл. 5)	$\frac{0,005}{148}$	—	—	$\frac{0,13}{148}$	$\frac{0,02}{148}$	$\frac{0,01}{148}$	$\frac{0,23}{148}$	$\frac{0,47}{148}$	—	$\frac{0,004}{148}$	Сл. $\frac{148}{148}$	$\frac{0,04}{148}$	—	$\frac{0,005}{148}$

Примечание. В числителе указаны содержания элементов, в знаменателе — количество проб, в которых установлен данный элемент. Анализы магнетита Зырянского и Коргонского месторождений выполнены в спектральной лаборатории СНИИГГМСа.

урочены к зонам высокой скорости деформации и, по-видимому, относительно высоких локальных напряжений.

2. Анализ парагенезисов нерудных минералов — новообразований в рудах и вместивших их породах: серицит + мусковит + хлорит ± эпидот, серицит + мусковит + хлорит + биотит ± эпидот ± актинолит — показывает, что они характеризуют начальные стадии метаморфических преобразований фации зеленых сланцев, нижний температурный предел которых близок к 400°C (Тернер, Ферхуген, 1961; Соболев, 1961).

3. Незначительные колебания в размерах зерен магнетита позволяют предполагать одновременность зарождения центров кристаллизации. Детали процессов, приводящих к образованию центров кристаллизации, неясны. Можно лишь отметить некоторые признаки, позволяющие установить положение этих центров. Так, обычно наблюдается общий химический контроль положения зародышей, причем преобладающий фактор — первичный химический состав связующей массы и первичная концентрация рудного вещества. Например, в слоистых породах, характеризующихся чередованием прослоев с различным количеством гематита, ме-

такристаллы магнетита кристаллизуются в отчетливые полосы и наибольшее их количество приурочено к прослоям, обогащенным гематитом. В рудных туфах, лишенных слоистости, послойная концентрация магнетита отсутствует. Метакристаллы магнетита образуют в этом случае своеобразные «венки» вокруг обломков пород и нерудных минералов, точно следуя их внешним контурам. Интересно, что в рудах Калгутинского месторождения, испытавших диагенез, наблюдается аналогичная картина распределения гематита. Микрочешуйчатый и таблитчатый гематит с реликтами сферических форм с размером индивидов в тысячные доли миллиметра также образует каемки вокруг нерудных обломков, в частности вокруг пепловых частиц (Калугин, 1969).

При продолжительной циркуляции метаморфизирующих растворов в межзерновых пространствах многочисленные магнетитовые зерна с большой суммарной поверхностной энергией неустойчивы и проявляют тенденцию к агрегированию и перекристаллизации (жилочки магнетита, секущие полосчатость). Не исключено, что образование таких жилочек магнетита проходило без нарушения сплошности породы. Механизм возникновения нетектонических жилков известен в литературе (Поспелов, Каушанская, 1965; Карпов, 1971; и др.).

4. Отсутствие мушкетовита в вулканогенных рудах рассматривалось рядом исследователей как доказательство первично-вулканогенного происхождения магнетита. Между тем размеры метакристаллов магнетита во всех наблюдаемых нами случаях всегда несравненно больше размера чешуек гематита и, следовательно, ожидать сохранения псевдоморфоз магнетита по гематиту не приходится. Кроме того, отсутствие мушкетовита отмечается также и при магнетитизированном обжиге железистых кварцитов. Так, уже при простом нагревании слоистого тонкозернистого гематитового таконита (по химическому составу он близок рассматриваемым рудам Алтая) в атмосфере азота, двуокиси и окиси углерода в течение 4 ч до температуры 500°C происходит укрупнение индивидов тонкозернистого гематита, находящегося в субграфическом срастании с кварцем, и формирование магнетита среди гематита и вокруг его скоплений (Dahlum, Sollenberger, 1965). Срастаясь, зерна магнетита образуют ромбоэдрическую угловатость скоплений и так же, как и в рудах Алтая, концентрируются в участках гранобластового кварца, очищенного от включений гематита. На конечных стадиях обжига (при нагревании до 750°C в течение 6 ч) образуется сплошной грубозернистый агрегат магнетита.

5. Октаэдрический габитус кристаллов магнетита также является одним из доказательств метаморфической природы магнетита вулканогенных руд Алтая. Как известно, кристаллизуясь в кубической сингонии, магнетит представлен кристал-

лами октаэдрического, реже — додекаэдрического и совсем редко — кубического облика. Существование той или иной габитусной формы магнетита, по-видимому, определяется наиболее устойчивой областью температур и давлений и способом образования. Согласно П. Рамдору (1962, с. 874), «... преобладание (110) указывает на контактово-метасоматические образования» магнетита. В условиях же метаморфических преобразований первичных железистых осадков должны возникать метакристаллы магнетита с наибольшей ратиккулярной плотностью, т. е. кристаллы, имеющие форму (111). Харкер (Harker, 1939), проводя анализ различных метаморфических пород, отмечал, что октаэдрические кристаллы магнетита возникают уже на ранней стадии метаморфизма пород в результате восстановления гематита, хотя он и не объяснял природу этого процесса.

7. В отличие от гематита, отсутствие следов деформации в зернах магнетита обусловлено, по-видимому, тем, что рост минералов, их фазовые переходы и деформация не совпадали во времени. Скорее всего, начало образования магнетита происходило на заключительных этапах дислокационного метаморфизма (динамические фазы), но синтетектонический рост минералов не прекращался и после активных тектонических движений.

8. Зонарный характер включений кварца в магнетите позволяет предполагать прерывистый характер роста метакристаллов магнетита, а преобладание их — наличие в исходной породе значительного количества свободного кремнезема.

9. Постоянное присутствие вокруг зерен магнетита каемок регенерационного обрастания, несомненно, свидетельствует в пользу устойчивости минерала в данной обстановке (Pettijohn, 1941). Стебельчатая и столбчатая форма кристаллов кварца дворики и их сильная предпочтительная ориентировка говорят, скорее всего, о больших различиях в величинах направленного давления даже в том случае, если допустить рост кварца во время деформации (Рутланд, 1967). Установлено, что многие узоры предпочтительной ориентировки обусловлены наследственным ростом после прекращения давления, когда различия в величинах направленного давления становятся ниже любой основной прочности.

10. По величинам микротвердости магнетит из вулканогенных железных руд Алтая тождествен магнетиту железистых кварцитов и резко отличается от магнетита контактово-метасоматических месторождений.

11. Несоответствие химического состава магнетита Алтая его стехиометрической формуле связано, по-видимому, с широко прошедшим в рудах процессом мартитизации. Исходя из содержания окиси титана, можно предполагать, что температура его образования не превышает или близка к 400° С (Абдулла,

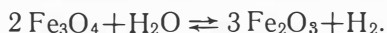
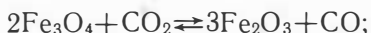
1967, табл. 78). В связи с этим представляют интерес данные по температурам прогрессивного метаморфизма в железистых кварцитах Курской магнитной аномалии. Материалы декрепитационных исследований метаморфического кварца железистых кварцитов в сопоставлении с результатами термомагнитометрии и гомогенизации газовой-жидкой включений дают сходные цифры, близкие также к 400°С (Гусельников, 1971).

По спектру и содержанию микропримесей магнетиты из различных вулканогенных месторождений Алтая мало чем отличаются друг от друга. Это позволяет говорить о геологической и геохимической определенности, а также общности условий, в которых происходило формирование магнетита. Зато видны резкие отличия при сравнении этих показателей с первично-вулканогенным (эксталяционным) магнетитом Долины десяти тысяч дымов.

Таким образом, приведенный выше фактический материал и его интерпретация позволяют однозначно говорить о метаморфической природе магнетита в вулканогенных железных рудах Алтая, подтверждая аналогичные представления, высказанные в свое время А. С. Калугиным (Калугин, Пономарев и др., 1967).

Исходя из изложенного, наиболее вероятным минералом, по которому развивался магнетит в вулканогенных железных рудах Алтая, следует признать гематит.

Основными силами, направляющими и контролирующими ход и течение метаморфических реакций, считаются температура, давление и катализаторы (вода, углекислота, свободный кислород и т. д.). Образование магнетита по гематиту происходит в восстановительных условиях. Возможные окислительно-восстановительные реакции магнетита и гематита могут быть представлены следующими, широко известными уравнениями:



Термодинамический анализ реакции образования магнетита по гематиту при условии, что первичные окисные осадки не содержали соединений двухвалентного железа, органического вещества и других восстановителей, детально провел на примере железистых кварцитов Ю. П. Мельник (1964). Он показал, что константа равновесия реакции перехода гематита в магнетит крайне мала и при температуре 500°С равна 10^{-20} , что, в свою очередь, соответствует равномерному $P_{\text{O}_2} = 10^{-40}$ атм. Указанная величина парциального давления, по мнению Ю. П. Мельника, может возникать в метаморфизирующихся толщах только при наличии достаточных количеств вос-

становителей С, СО, СО₂. Для такого допущения, как отмечалось выше, в рассмотренных рудах вроде бы нет никаких оснований. Повышение давления сдвигает равновесие в сторону устойчивости гематита и, следовательно, также противоречит осуществлению реакции перехода гематита в магнетит. Отсюда логичен вывод — образование магнетита в результате отщепления (частичной диссоциации) кислорода в наших условиях термодинамически мало вероятно.

Получается парадокс. С одной стороны, анализ каменного материала прямо свидетельствует в пользу метаморфической природы магнетита, причем исходным минералом, по которому он формировался, следует считать гематит; с другой стороны, указанные термодинамические расчеты не подтверждают таких допущений. Это обусловлено, по нашему мнению, моделированием отдельной детали, а не всей системы в целом как геологической единицы — продукта сложных взаимных связей химических реакций в ходе деформации осадков. Поясним эту мысль.

Магнетит появляется в рудах, испытавших динамические нагрузки и дислокации. Интенсивному ходу тектонических процессов, по-видимому, способствовала микродефективность структуры исходной породы: замкнутые трещины усадочного, сейсмического и пр. происхождения, микропоры различных размеров, присутствие одновременно мелкого и крупного заполнителя и т. д., а также дефекты молекулярного порядка — дислокации и дефекты внутренних микротрещин кристаллов. На определенных этапах тектонического диспергирования породы происходит зарождение центров кристаллизации. Рост кристаллов, в свою очередь, вызывает кристаллизационное давление. Согласно экспериментальным данным (Каушанская, Пospelов, Ройтман, 1971), в породе при росте кристаллов возникает напряжение двух видов; вокруг них в зернах породы развиваются микролокальные дифференцированные напряжения, вызывающие мелкие местные деформации прежде всего по дефектам зерен. Выкалывающиеся кусочки зерен попадают в свободные полости местных пор и трещинок и могут подвергаться дополнительному разрушению и растворению. Напряжения второго вида являются результатом суммирования подобных точечных напряжений с развитием общего напряженного состояния в определенном объеме породы. Подобные процессы, проявляясь в массе, несомненно, должны вести к дальнейшему диспергированию минералов исходной породы. Таким образом, процесс диспергирования породы, начавшийся при тектонических процессах, мог продолжаться в определенных условиях и после снятия с породы внешних тектонических напряжений. Все это приводило к изменению основных параметров исходной породы — объема ее структуры, пор, твердых фаз и пр., а в результате механической активации возраста-

ла реакционная способность твердых веществ, ускорялись химические реакции как между твердыми компонентами, так и между твердыми и жидкими (Материалы V Всесоюзной конференции по физико-химической механике, 1971).

Из опыта механохимии нам известно, что процесс измельчения приводит к следующим явлениям:

1) глубоким фазовым превращениям веществ и, в частности, переходу из кристаллической модификации в аморфную. Так, при измельчении гематита до $1 \cdot 10^{-3}$ см образуются уплотненные, неправильной формы зерна, а при более тонком «помоле» (менее $1 \cdot 10^{-3}$ см), благодаря активной коагуляции, обнаруживаются только хлопьевидные образования неправильной формы (Агафонов и др., 1966);

2) извлечению законсервированных в исходных осадках газообразных и жидких продуктов последних стадий поствулканической деятельности (углекислого газа, воды, сульфатов и т. д.) и последующей их активации;

3) образованию свободных радикалов, возникающих в результате разрыва химических связей в основной цепи молекул;

4) разрыву связей в главной цепи валентностей;

5) возможности осуществления точечных реакций, протекающих в условиях микроплазмы (при высоких локальных температурах) и реакций, протекающих вблизи свежееобразованных поверхностей под действием механоэлектронов и, возможно, экзоэлектронов.

Этот далеко не полный перечень механохимических явлений, возможных в связи с диспергированием рудного и нерудного материала вулканогенных железных руд Алтая в зонах динамометаморфизма, показывает всю сложность учета параметров при построении теоретической термодинамической модели образования магнетита. Для создания такой модели необходим сбор ряда дополнительных данных, в том числе экспериментальных данных по тонкому измельчению бурожелезняковых, гематитовых и др. руд; по взаимосвязи между обычным термальным метаморфизмом и тектоническими напряжениями, возникающими в породе при динамических нагрузках; по установлению вариации $pH - Eh$ среды в ходе метаморфического минералообразования.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулла М. И. Окислы железа и титана в метаморфических породах.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 285—292.
- Агафонов Л. В., Голосов С. И., Пятилетова Н. Г. Морфологические черты продуктов тонкого помола некоторых минералов.— В кн.: Физико-химические изменения минералов в процессе сверхтонкого измельчения. Новосибирск, «Наука», 1966, с. 48—59.
- Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. М., «Наука», 1965, 259 с.

- Вассоевич Н. Б.** Текстуры осадочных пород.— В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. I. Л., Гостоптехиздат, 1958, с. 45—61.
- Гершойг Ю. Г.** Генетическое истолкование текстурно-структурного рисунка железистых роговиков и джеспелитов Криворожья.— «Геол. рудных месторождений», 1968, № 1, с. 90—101.
- Гершойг Ю. Г., Дементьева М. П.** Микротвердость минералов железистых пород Криворожья.— «Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва», 1960, № 14, с. 125—136.
- Грубеннман У., Ниггли П.** Метаморфизм горных пород. М.— Л., Георазведиздат, 1933, 374 с.
- Гусельников В. Н.** Температуры прогрессивного метаморфизма железистых кварцитов КМА.— «Сов. геол.», 1971, № 10, с. 135—139.
- Зямин С. С.** Геология и генезис Коргонских месторождений Горного Алтая. Автореф. канд. дисс. Томск, 1954, 28 с.
- Калинин В. В.** Железо-марганцевые руды месторождения Караджал. М., «Наука», 1965, 124 с.
- Калугин А. С., Пономарев В. Г., Кассандров Э. Г., Калугина Т. С., Зубова С. И., Иванов В. И., Гузман А. Г., Марич В. А., Бахорин Л. З.** Вулканогенно-осадочные и метаморфизованные железорудные месторождения Алтая. (Геология, методика исследования и перспективы).— В кн.: Вопросы геологии, методики поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Новосибирск, 1967, с. 47—69. (Тр. СНИИГГиМС, вып. 44).
- Калугин А. С.** Формация полосчатых вулканогенно-осадочных железных руд в девонских отложениях Алтая.— В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, «Наукова Думка», 1969, с. 89—105.
- Калугин А. С.** Атлас текстур и структур вулканогенно-осадочных железных руд Алтая. Л., «Недра», 1970, 176 с. (Тр. СНИИГГиМС, вып. 72).
- Карпов Г. А.** Минералого-структурные превращения эффузивных пород и минералов под воздействием природных гидротермальных растворов (экспериментальные данные).— В кн.: Физические и физико-химические процессы в динамических рудообразующих системах. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 207—216.
- Кассандров Э. Г.** О связи вулканогенно-осадочных железных руд в девонских отложениях Алтая с эффузивными толщами риолито-кератофирового ряда.— В кн.: Вопросы геологии и генезиса месторождения полезных ископаемых Западной Сибири. Новосибирск, 1966, с. 178—187. (Тр. СНИИГГиМС, вып. 39).
- Лапин Б. Н.** Девонский вулканизм и его роль в метаялогении Горного Алтая.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. Новосибирск, 1963, с. 71—152. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 13).
- Лебедева С. И.** О микротвердости минералов.— «Тр. ИМГРЭ АН СССР», вып. 6, 1961, с. 36—47.
- Лебедева С. И.** Определение микротвердости минералов. М., Изд-во АН СССР, 1963, 123 с.
- Марич В. А.** Гематит вулканогенно-осадочных и близкоповерхностных гидротермальных железных руд в девонских отложениях Алтая.— В кн.: Вопросы геологии и генезиса месторождений полезных ископаемых Западной Сибири. Новосибирск, 1966, с. 113—123. (Тр. СНИИГГиМС, вып. 39).
- Материалы V Всесоюзной конференции по физико-химической механике.** Уфа, 1971, 56 с.
- Мельник Ю. П.** О генезисе магнетита в метаморфизованных железистых кварцитах.— В кн.: Третья конференция молодых геологов ИГН АН УССР. (Тезисы докладов). Киев, «Наукова Думка». 1964, с. 20—21.

- Михеев В. И.** Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957, 868 с.
- Половинкина Ю. И., Розина Б. Б.** Железистые кварциты Карсакпая.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым. Л., 1956, с. 12—24. (Тр. ВСЕГЕИ, № 1).
- Пономарев В. Г.** Турмалин в гематитовых вулканогенно-осадочных рудах и вмещающих породах девонских отложений по р. Эльбесин.— В кн.: Вопросы геологии и генезиса месторождений полезных ископаемых Западной Сибири. Новосибирск, 1966, с. 195—201. (Тр. СНИИГГиМС, вып. 39).
- Пономарев В. Г.** К классификации вулканогенных железных руд Алтая.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 11, с. 52—60.
- Попов В. Е.** Осадочно-вулканогенные толщи западной части Горного Алтая и их металлогения. Л., «Недра», 1967, 151 с.
- Поспелов Г. Л., Каушанская П. И.** Деформации горных пород, вызванные развитием в них кристаллов при встречной диффузии реагентов.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 5, с. 35—48.
- Рамдор П.** Рудные минералы и их сростания. М., ИЛ, 1962, 1132 с.
- Рутланд Р. У. Р.** Избыточное тектоническое давление.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 125—146.
- Синяков В. И.** О зависимости микротвердости магнетита от условий его образования.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 2, с. 32—40.
- Соболев В. С.** О давлении при процессах метаморфизма.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 51—74.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж.** Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961, 592 с.
- Точилин М. С.** Реликтовые признаки в магнетитовых кварцитах КМА и их генетическая интерпретация.— «Минералог. сб. Львов. геол. об-ва», 1956, № 6, с. 76—86.
- Точилин М. С.** Происхождение железистых кварцитов. М., Госгеолтехиздат, 1963, 168 с.
- Уайт Д. Е.** Термальные воды вулканического происхождения.— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., «Мир», 1965, с. 3—15.
- Формозова Л. Н.** Закономерности образования вулканогенно-осадочных руд железа.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т. II. М., «Наука», 1968, с. 7—153. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 196).
- Шахов Ф. Н.** Состав и генезис руд Коргонского месторождения на Алтае.— В кн.: Сб. по геологии Сибири, посвященный 25-летию юбилею научно-педагогической деятельности проф. М. А. Усова. Томск, изд. Зап.-Сиб. геол.-развед. треста, 1933, с. 36—48.
- Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф., Лебедев А. Д.** О так называемых кварцевых двориках вокруг кристаллов магнетита в породах Криворожской железорудной формации.— «Геология и горное дело. Сер. геол.», 1959, № 2, с. 17—24.
- Dahlem D. H. a. e. Sollenberrger C. G.** Hematite-magnetite grain growth in a redurcing roast.— "Mineral processing", 1965.
- Han Tsu-Ming.** Textural relations of hematite and magnetite in some pre-cambrian metamorphosed oxide iron-formation.— "Econ. Geol.", 1966, v. 61, n. 7, p. 1309—1310.
- Harker A.** Metamorphism. 2 nd. London, 1939, 311 p.
- James H. L.** Sedimentary faxies of iron mineral formation.— "Econ. Geol.", 1954, n. 2, p. 235—293.
- Pettijohn F. I.** Persistence of heavy minerals and geologie age.— "Journ. Geol.", 1941, v. XX, n. 6, p. 78—88.
- Sakamoto T.** The origin of pre-cambrian banded iron ores.— "Am. Journ. of Sci.", 1950, v. 248, n. 7, p. 449.

КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЯ ГЕМАТИТА КОРШУНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А. А. ПЕРМЯКОВ

В железных рудах Коршунковского месторождения (Ангаро-Илимского железорудного района) наряду с преобладающим магнетитом широко представлен гематит. Структурное соотношение с другими минералами указывает на образование его в заключительной стадии формирования месторождения. Гематит присутствует как в массивных рудах, так и на стенках полостей в виде друз вместе с хорошо образованными и довольно крупными кристаллами магнетита, кальцита, кварца и хлорита. В настоящей статье изложены результаты изучения жильного гематита и не затрагиваются его морфологические особенности в массивных магнетитовых рудах.

По геологическому строению и вещественному составу руд Коршунковского месторождения много печатных работ, в том числе и крупные монографические сводки (Антипов и др., 1960; Павлов, 1961). Однако специальные кристалломорфологические и микрокристалломорфологические исследования по гематиту и магнетиту этого месторождения, по существу, не проводились.

В процессе наших исследований были получены интересные данные по макро- и микрокристалломорфологии гематита как в руде, так и в агломератах из железорудного концентрата этого месторождения. Надо сказать, что кристалломорфологические особенности гематита дают дополнительные сведения для понимания генезиса месторождения и для решения ряда практических задач, связанных с металлургической переработкой руды (Быков и др., 1969).

Друзы и одиночные кристаллы гематита обычно находятся в гематито-магнетитовых или кальцитом-магнетитовых жилах. Кристаллы гематита имеют разнообразную форму. Их размеры варьируют от микроскопических до 70 мм в перпендикулярном (0001) направлении. Морфологическое разнообразие кристаллов обусловлено, с одной стороны, габитусом отдельных индивидов и с другой — параллельным и двойниковым срастанием субиндивидов (рис. 1). Наиболее развитыми и чаще всего встречаемыми формами являются с — {0001}, d — {10 $\bar{1}$ 2} и п — {1 $\bar{1}$ 23}. Реже встречаются и менее развитые формы: а — {11 $\bar{2}$ 0}, г — {10 $\bar{1}$ 1}, п — {2 $\bar{2}$ 43} и е — {0112}.

Исключительно хорошо развитые и наиболее крупные грани пинакоида придают кристаллам гематита таблитчатый или дощатый облик. Форма пинакоидальных граней весьма своеобразна. Чаще это вытянутый прямоугольник или неправильная пластина, реже — правильный или сферический треугольник. Длинными ребрами прямоугольной пинакоидальной гра-

ни обычно являются ребра $\{0001\}:\{10\bar{1}2\}$, короткими — ребра $\{0001\}:\{1\bar{1}23\}$. Поверхность базальных граней гладкая, блестящая, однако даже при макроскопическом исследовании отчетливо обнаруживается их блоковое строение (см. рис. 1). Пограничные линии блоков являются выходами на поверхность границ многочисленных субиндивидов кристалла, находящихся в параллельном и двойниковом срастании. Двойникование происходит по (0001) с плоскостью срастания $(10\bar{1}0)$. Поверхность базальных граней мелких кристаллов более совершенна по сравнению с гранями крупных дощатых кристаллов.

Грани ромбоэдра $\{10\bar{1}2\}$ наблюдаются на всех исследованных кристаллах. По своим размерам они уступают лишь граням $\{0001\}$. Обычная их форма — усеченный цилиндрически выгнутый ромб с грубой комбинационной штриховкой параллельно вертикальной плоскости. Кроме того, наблюдается горизонтальная штриховка ромбоэдрических граней, обусловленная их блоковым строением (см. рис. 1). Блоковое строение граней $\{10\bar{1}2\}$ — это также результат параллельного срастания многочисленных ромбоэдрических субиндивидов. Каждый субиндивид имеет собственную огранку из форм $\{0001\}$, $\{10\bar{1}2\}$, $\{1\bar{1}23\}$, $\{1\bar{1}20\}$ и др. Они в неодинаковой степени выступают над ромбоэдрической гранью, и в результате этого выступающие пинакоидальные субграницы создают горизонтальную штриховку и ступенчатую поверхность на больших ромбоэдрических гранях.

Скаленоэдрические грани $\{1\bar{1}23\}$ наблюдаются не на всех кристаллах. Обычно они небольшие, с ровной матовой поверхностью или тонкой косой штриховкой. Грани других форм на кристаллах встречаются значительно реже. Размеры их невелики. Скульптура граней макроскопически не определима. Ромбоэдрические и скаленоэдрические грани часто имеют искристую золотисто-желтую окраску, обусловленную эпитаксическим нарастанием лепидокрокита в виде очень тонкой пленки.

Микроструктура граней гематита исследовалась в отраженном свете на металлографическом микроскопе МИМ-8м как с обычным, так и с косым освещением. Детальному микроскопическому исследованию были подвергнуты грани С, d и π. В процессе исследования были обнаружены структуры, подобные описанным (Ichiro Sunagawa, 1961, 1962 а, б), а также ряд оригинальных, с нашей точки зрения, структур.

На пинакоидальных гранях гематита наблюдались два морфологически различных типа специфических структур. К первому типу относятся тригональные многослойные пирамиды роста, к структурам второго типа — спиральные фигуры.

Структуры первого типа обычно наблюдаются на неболь-

ших кристаллах с гладкой поверхностью. Под микроскопом на гранях таких кристаллов обнаруживаются многочисленные тригональные пирамиды роста (рис. 2). Каждая пирамида роста образована последовательно наслаивающимися друг на друга тригональными слоями роста. Горизонтальные ребра этих пирамид располагаются параллельно ребрам $\{0001\}$: $\{10\bar{1}2\}$. Ориентировка пирамид в пределах одного и того же индивида выдерживается с исключительной точностью. На поверхности верхних слоев крупных пирамид наблюдается несколько более мелких пирамид роста с такой же ориентировкой. Многочисленные пирамиды роста, срастаясь друг с другом, переходят в слои роста, распространяющиеся параллельно грани (0001). Все пирамиды роста имеют ступенчатое строение, причем высота ступеней непостоянная. Она увеличивается к основанию пирамиды. Нередко можно наблюдать, как несколько тонких слоев роста, наслаиваясь друг на друга, образуют толстый слой роста, причем с одной стороны пирамиды этот слой имеет большую высоту ступени, а с другой — он расщепляется на более мелкие, последовательно расположенные слои. Края слоев роста на вершине пирамиды обычно прямолинейные, а слои имеют форму правильного треугольника. На нижних ступенях пирамиды края слоев представляют собой криволинейные волнисто-выпуклые линии.

По характеру ориентировки тригональных пирамид роста на поверхности базальной грани кристалла гематита легко можно установить двойниковый шов (рис. 3). На границе сдвоенных субиндивидов ориентировка пирамид роста сменяется на диаметрально противоположную.

На противоположной пинакоидальной грани того же кристалла тригональные пирамиды роста обычно менее совершенные по своей форме. Края даже верхних слоев роста пирамиды криволинейные (рис. 4). Высота их ступеней больше по сравнению с высотой ступеней пирамид противоположной описанной грани. Причиной морфологического различия противоположных граней пинакоида является, по-видимому, анизотропия кристаллообразующей среды.

Структуры второго типа наблюдаются на пинакоидальных гранях крупных кристаллов с блоковым строением. Они имеют форму разнообразных спиралей. По морфологии спиральных узоров их можно разделить на несколько видов:

1) спиральные конусы с инородными минеральными включениями в центре (рис. 5);

2) групповой спиральный узор от линейного источника дислокаций (рис. 6);

3) спиральный узор, образованный из группы винтовых дислокаций (рис. 7);

4) конусообразные спирали на верхней площадке тригональной пирамиды роста (рис. 8);

5) система параллельно расположенных спиральных ветвей (рис. 9);

6) система вращающихся спиралей в участках с густым размещением источников винтовых дислокаций (рис. 10).

Перечисленные разновидности спиральных узоров не охватывают всего их многообразия (здесь приведены главные типы, но не указаны переходные). Это обусловлено индивидуальными особенностями условий роста каждого такого морфологического узора. Хотя источником всех спиральных узоров являются винтовые дислокации, однако в зависимости от количества и места их заложения в каждом конкретном участке реальной грани формируется своеобразная скульптура. Морфология, размеры высоты ступеней спиралей и механизм спирального роста достаточно подробно описаны у Сунагава (Ichigo Sunagawa, 1961, 1962). В данной работе делается попытка по морфологии кристаллов установить механизм, кинетику и условия формирования гематита на Коршуновском месторождении.

Большое разнообразие форм спиральных скульптур и особенно изменение их морфологии от участка к участку создает мозаично-блоковую скульптуру пинакоидальных граней, указывающих, в свою очередь, на блоковое строение всего кристалла.

Ромбоэдрические грани $\{10\bar{1}2\}$ мелких (до 10 мм в поперечнике) правильных кристаллов имеют параллельную комбинационную штриховку (рис. 11). На больших кристаллах, помимо грубой комбинационной штриховки, обнаруживается блоковое строение, обусловленное параллельным срастанием ромбоэдрических субиндивидов (рис. 12). Нередко эти субиндивиды немного разориентированы. Благодаря этому особенно отчетливо выявляется блоковое строение кристаллов. Кроме того, обнаружены скульптурные узоры, указывающие на ступенчато-слоистый и спирально-дислокационный рост грани ромбоэдра (рис. 13).

Поверхность скаленоэдрических граней $\{11\bar{2}3\}$ небольших правильных кристаллов гематита покрыта косой, непараллельной штриховкой (рис. 14). На больших крупноблочных кристаллах помимо косой штриховки наблюдается система параллельно расположенных ямок и бороздчатых углублений (рис. 15). Борозды и канавки расположены параллельно грани (0001). На границе скаленоэдрической и ромбоэдрической граней наблюдается ступенчатая скульптура, обусловленная слоистым ростом (рис. 16).

Таким образом, кристаллы гематита Коршуновского месторождения почти никогда не имеют идеального монокристалльного строения. Их можно рассматривать либо как полисинтетические двойники, либо как параллельные сростки субиндивидов. Характер параллельного срастания и полисинтети-

ческого двойникования наиболее наглядно проявляется на базальной грани гематита. Очень сложная скульптура этих граней помогает выявить характер срастания субиндивидов, а также механизм роста кристаллов. Мозаично-блоковое строение образуется в процессе скелетного зарождения и роста кристаллов гематита в условиях пересыщенности раствора и быстрой кристаллизации.

Скелетная кристаллизация гематита была изучена нами в агломерате, полученном из железорудного концентрата Коршуновского месторождения на Западно-Сибирском металлургическом заводе. На рис. 17 представлен скелетный кристалл гематита в сечении, близком к $(10\bar{1}0)$. Он представляет собой типичный скелетный ромбоэдрический вершинник. Каждый субиндивид этого вершинника, как видно при большом увеличении микроскопа, оказывается маленьким ромбоэдром. Причем некоторые из этих ромбоэдрических субиндивидов, в свою очередь, сами имеют скелетное строение (рис. 18). На основании изучения морфологии многочисленных скелетных кристаллов можно представить следующий механизм скелетной кристаллизации гематита.

На вершинах зародышевого кристалла гематита, имеющего комбинационную форму ромбоэдра и пинакоида, нарастают шесть новых таких же по форме ромбоэдрических субиндивидов (рис. 19). По классификации И. И. Шафранского (1961), этот скелетный кристалл относится к ромбоэдрическому пространным вершиннику.

Причиной скелетной кристаллизации гематита в агломерате, по-видимому, является большая скорость охлаждения и рост кристаллов из вязкого силикатно-железистого расплава, близкого по своему составу к эвтектическому. Нормальный рост гранных кристаллов в этих условиях невозможен, так как грани кристалла гематита блокируются вязким силикатным расплавом. Диффузия окислов железа через этот блокирующий слой силикатного расплава затруднена. В данном случае единственно благоприятным для кристаллизации направлением являются вершины кристалла, соприкасающиеся с участками расплава, богатыми окисью железа. Дальнейший рост кристалла по этим направлениям приводит к форме, изображенной на рис. 20. Согласно И. Т. Бакуменко (1962), скелетный кристалл на этой стадии представляет ромбоэдрическую «вершинную форму роста». Крайние вершинные субиндивиды такого скелетного кристалла обычно оказываются в участках, наиболее насыщенных веществом, необходимым для роста кристаллов. В этих условиях на их вершинах будут нарастать новые вершинные субиндивиды, как это показано на рис. 21. Количество и размеры субиндивидов скелетного кристалла зависят от скорости охлаждения и вязкости расплава. Так, на рис. 17 представлен скелетный кристалл, выросший из сильно

переохлажденного расплава. Скорость его кристаллизации была настолько велика, что образовалось множество очень мелких субиндивидов размером от 0,0001 до 0,002 мм.

При малой скорости кристаллизации вследствие малого переохлаждения обычно образуются массивно-скелетные кристаллы (рис. 22), размеры немногочисленных субиндивидов которых изменяются в пределах от 0,05 до 0,25 мм. Нередко они переходят в монокристаллы с мозаично-блоковым строением, при этом их размер увеличивается до нескольких миллиметров.

По-видимому, кристаллы гематита из жил Коршуновского месторождения в начальную стадию своего зарождения прошли также через скелетную кристаллизацию. На это указывают одинаковые скелетно-блоковые формы кристаллов естественного и искусственного гематита, полученного при агломерации. Скелетная кристаллизация естественного гематита могла быть обусловлена только пересыщенностью циркулирующих по трещинам растворов, богатых окислами железа. Из этих пересыщенных растворов в каждом кристалле гематита вырастало большое количество ромбоэдрических субиндивидов. Примеси, скапливающиеся вокруг растущих субиндивидов скелета, периодически выносились гидротермальными растворами; при этом субиндивиды имели возможность продолжать свой рост. В процессе дальнейшего роста субиндивиды скелетного кристалла приходят в соприкосновение между собой и оказывают давление друг на друга. Все это приводит к взаимному повороту, смещению и фазориентировке субиндивидов. Давление соприкасающихся растущих субиндивидов вызывает напряжение и деформацию, что в конечном итоге приводит к появлению дислокаций. Винтовые дислокации, как было уже сказано, возникают также на контакте срастающихся субиндивидов. Дислокации, выходящие на поверхность растущих субиндивидов, в процессе дальнейшего роста выполняют роль «генерирующих точек» (Григорьев, 1961) роста спиральными слоями. Каждая из таких «генерирующих точек» является ядром микроскопических блоков, приводящих к мозаичному строению как отдельного субиндивида, так и кристалла в целом.

Таким образом, наложение дислокационного роста на скелетный приводит к макро- и микромозаично-блоковому строению кристаллов гематита. Морфология поверхностей естественных граней гематита также обусловлена скелетно-дислокационным ростом. В свою очередь, скелетно-дислокационный рост кристаллов гематита указывает на высокую насыщенность растворов окислами железа и, возможно, на повышенную их вязкость. Не исключена возможность появления в некоторых участках месторождения растворов, близких по своим свойствам к коллоидным.

ЛИТЕРАТУРА

- Антипов Г. И., Иващенко М. А. и др. Ангари-Илимские железорудные месторождения трапповой формации южной части Сибирской платформы. М., Госгеолиздат, 1960, 376 с.
- Бакуменко И. Т. О формах скелетного роста на примере кварца из пегматитов. ЭВМЛ, ч. 91, 1962, вып. 6, с. 662—671.
- Быков М. С., Пермьяков А. А. и др. Особенности агломерации тонкоизмельченного концентрата с повышенным содержанием магнезии и минералогического состава агломерата.— «Изн. вузов. Черная металлургия», 1969, № 12, с. 39—42.
- Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Изд. Львовск. ун-та, Львов, 1961, 284 с.
- Павлов Н. В. Магнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1961, 224 с.
- Шафрановский И. И. Кристаллы минералов. Кривогранные, скелетные и зернистые формы. М., Госгеолтехиздат, 1961, 332 с.
- Ichiro Sunagawa. Step Height of Spirals on Natural Hematite Crystals.— "Am. Min.", 1961, v. 46, p. 1216.
- Ichiro Sunagawa. Mechanism of Growth of Hematite.— "Am. Min.", 1962a, v. 47, p. 1141.
- Ichiro Sunagawa. Mechanism of Natural Etching of Hematite Crystals.— "Am. Min.", 1962b, p. 1332.

ШПИНЕЛЬ И МАГНЕЗИОФЕРРИТ В МАГНЕТИТАХ ТЕЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А. М. ДЫМКИН, А. А. ПЕРМЯКОВ

Тейское магнетитовое месторождение, расположенное на юго-восточной окраине Кузнецкого Алатау, характеризуется сложным геологическим строением. Оно приурочено к зоне долгоживущего глубинного разлома, осложненного серией трещинно-решетчатых структур второго и более высоких порядков. Рудные тела локализованы среди доломитизированных известняков енисейской свиты ($Ст_1$), содержащих прослойки силикатных пород (Железорудные месторождения..., 1959; Павлов, 1964).

Магнетитовые руды месторождения по составу и структурно-текстурным особенностям весьма своеобразны. Среди них достаточно широко распространены разновидности с брекчиевой и брекчиевидной текстурами. Причем основная масса этих руд образована псевдоморфно по тектоническим и эксплозивным брекчиям, а также по брекчиевидным метасоматитам. Кроме того, по сравнению с другими месторождениями Алтае-Саян руды Теи отличаются довольно высоким содержанием магния и алюминия. Эта особенность исследователями известна давно, однако до сих пор нет единого мнения о природе названных элементов. Между тем вопрос о форме нахождения магния и алюминия в рудах и, в частности, магнетитах имеет

важное значение, особенно сейчас, когда эти руды перерабатываются на Кузнецком металлургическом комбинате.

И. В. Дербиков (1963) впервые подметил, что магнетиты Тейского месторождения неодинаковы. Он выделил три разновидности магнетита: серый с буроватым оттенком, серый с едва заметным буроватым оттенком и голубовато-серый. Основываясь на зависимости отношения $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ от содержания SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и MgO , И. В. Дербиков пришел к выводу, что алюминий и магний, вероятнее всего, входят в решетку магнетита.

В процессе детальных химических, спектральных, рентгеновских и минераграфических исследований А. М. Дымкин и А. И. Васильева (1964) определили бурую разновидность магнетита как магномагнетит, в котором по данным пересчета химических анализов устанавливается шпинель.

Иной точки зрения на природу алюминия и магния в рудах придерживаются Г. Л. Пospelов (Железорудные месторождения..., 1959) и В. А. Вахрушев (1965). Высокую магнетизальность руд они объясняют наличием в магнетите включений серпентина и других силикатов.

Столь противоречивые суждения о природе магния и алюминия в какой-то мере связаны с большим разнообразием морфологических разновидностей магнетита, присущей ему зональностью, наличием мельчайших нерудных включений, скелетным и коллоидным строением агрегатов. Достаточно сказать, что широко представленные в рудах зональные магнетиты состоят из всех трех разновидностей, описанных И. В. Дербиковым. При этом внутренние части кристаллов обычно сложены зонами буровато-серого и кремовато-серого магнетита, обладающего более высоким рельефом и отражательной способностью по сравнению с внешними зонами голубовато-серого магнетита (рис. 1). Такая последовательность зон вообще типична для магнетитов Тейского месторождения. Иногда правильное чередование зон нарушается развитием по магнетиту кальцита и серпентина. Замещая магнетит, эти минералы образуются то в центральных частях кристаллов, то в периферийных. Причем зоны, сложенные кальцитом, как видно на рис. 2, имеют неправильную форму, многочисленными заливами они проникают в соседние зоны, нарушая тем самым прямолинейность границ.

Нерудные минералы не только слагают отдельные зоны в магнетите, но и образуют в нем многочисленные мельчайшие включения. Последние представлены серпентином, кальцитом, реже—гранатом и пироксеном. В отдельных индивидах отмечается шпинель.

Большинство включений закономерно ориентировано в магнетите и соответствует симметрии его кристаллической структуры. Наиболее отчетливо эта закономерность прояв-

ляется в скелетных кристаллах магнетита, обладающих весьма разнообразной морфологией. Среди них часто встречаются пространственные внутренние скелетные формы, обусловленные вершинно-реберными формами роста (рис. 3) и теми же формами, но несколько измененными в процессе последующей перекристаллизации (рис. 4). Кроме того, в рудах наблюдаются коробчатые (рис. 5) и зонально-футлярные скелетные формы магнетита (рис. 6). В серпентин-магнетитовых рудах, перекристаллизованных в процессе метаморфизма и частично переотложенных в жилках, вместе с радиально-лучистым лизардитом и хризотил-асбестом встречаются дендритные агрегаты магнетита (рис. 7). Появление скелетных форм магнетита, как нам представляется, связано с кристаллизацией его из силикатно-железистого коллоидного раствора, коагуляция которого могла быть вызвана резким перепадом давлений при активных тектонических подвижках, а также быстрым изменением P_h растворов.

В рудах Теи скелетные кристаллы магнетита встречаются не часто. Они сохранились небольшими участками в местах, где руды мало изменены последующими наложенными процессами. По-видимому, главная масса скелетных кристаллов претерпела перекристаллизацию с образованием обычных зернистых агрегатов.

Анализ геологической обстановки рудоотложения и характерный парагенезис магнетита с маггемитом, хлоритом, серпентином, свидетельствуют о том, что магнетиты Теи сформированы в приповерхностных условиях при повышенном химическом потенциале кислорода. Такая среда, как известно, благоприятствует окислению части двухвалентного железа, дефицит которого при кристаллизации магнетита компенсируется магнием. В этих условиях образуются магномagnetиты.

Магнезиальность магнетита в различных типах руд далеко не одинакова. Это установлено химическими анализами мономинеральных проб магнетита [2, 4], а также подтверждается изучением микротвердости, которая определялась нами в 20 аншлифах из различных типов руд на приборе ПМТ-3.

Так, магнетит из серпентин-магнетитовых руд центральной и южной частей месторождения характеризуется микротвердостью 550—840 кг/мм². На вариационной кривой (рис. 8, б) максимальный пик встречаемости приходится на величину твердости, равную 630 кг/мм² при среднеарифметическом значении 645 кг/мм². Твердость этого магнетита по сравнению со скарновым (рис. 8, а) выше на 75 кг/мм², что, несомненно, связано с повышенным содержанием магния в решетке магнетита. Следует отметить, что твердость магнетита в большинстве скарновых месторождений Алтае-Саян составляет 545—570 кг/мм², а примесь MgO не превышает обычно

десятих долей (Вахрушев, 1965); в то же время твердость магномagnetитов (рис. 8, *г*), содержащих до 10—13% MgO , значительно выше — 675—925 кг/мм².

Твердость магнетита из карбонатно-магнетитовых и гематит-магнетитовых руд северной части Тейского месторождения колеблется от 550 до 950 кг/мм² (рис. 8, *в*), при этом наиболее низкая твердость свойственна магнетиту из ритмично-полосчатых карбонатно-магнетитовых и гематит-магнетитовых руд.

Определенный интерес представляет магнетит с максимальным значением микротвердости — 762—950 кг/мм². В аншлифах он обнаруживает слабо выраженную анизотропию, окрашен в буроватые тона и имеет несколько необычное строение (рис. 9), связанное, по-видимому, с псевдоморфным замещением доломитов. Такой же высокой микротвердостью обладает жильный магнетит из серпентин-магнетитовых руд центральной части месторождения. Он представлен крупными (до 3—5 мм в поперечнике) октаэдрическими кристаллами, нарастающими в виде друз на стенках жил. В аншлифах под микроскопом в нем устанавливается отчетливая зональность, повторяющая контуры кристалла. Зоны различаются по окраске, а некоторые из них слабо анизотропны.

Таким образом, приведенные данные по микротвердости дают основание полагать, что магний изоморфно входит в решетку магнетита и оказывает определенное влияние на его физические свойства.

Значительно большие сведения о природе растворенных в магнетите примесей (магния и алюминия) были получены при изучении в лабораторных и производственных условиях агломератов из руд Тейского месторождения*.

Лабораторные агломераты — полиминеральные образования, в них установлены магнетит, магномagnetит, маггемит, шпинель, гематит, магнезиовюстит, ферриты кальция (CaFe_2O_4), пироксен, ферромонтichelлит, стекло, остатки непрореагированного графита и известь. Химический и минеральный состав агломератов приведен в табл. 1 и 2.

Магнетит преобладает в агломератах. Состав его довольно сложный, в нем обнаружена примесь шпинели, магнезиоферрита, маггемита, якобсита и ильменита. Кроме того, он содержит небольшое количество феррита кальция и магнезиовюстита. Изучение показало, что состав магнетита во многом зависит от условий агломерации и прежде всего от содержания в шихте углерода (коксовой мелочи). Используя химические анализы агломератов и данные по минераль-

* Лабораторные агломераты, их восстановление и размягчение исследовались А. И. Степановым и В. А. Долинским под руководством М. С. Быкова (кафедра металлургии чугуна Сибирского металлургического института). Минеральный состав агломератов изучался А. А. Пермяковым.

Таблица 1

Химический состав агломератов, %

Компонент	Концентрат из руд Тейского месторождения	Лабораторный агломерат с содержанием углерода в шихте для спекания	
		3.86	6.00
SiO ₂	6,85	8,69	7,92
Al ₂ O ₃	3,53	3,36	4,19
Fe ₂ O ₃	57,40	61,30	50,00
FeO	21,90	18,37	29,60
MgO	6,96	5,10	5,17
MnO	0,32	—	—
CaO	1,35	4,71	5,00
P ₂ O ₅	0,28	0,28	0,31
S	0,11	0,03	0,05
П. п. п.	1,88	—	—
Сумма	99,58	101,84	102,24

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории Сибирского металлургического института.

Таблица 2

Изменение минерального состава агломерата в зависимости от расхода топлива на спекание

Минерал	Агломерат с содержанием углерода в шихте для спекания, %	
	3.86	6.00
Гематит . . .	1,9	0,2
Маггемит . . .	7,4	1,6
Магнетит . . .	49,7	48,6
Магнезиоферрит . . .	4,0	0,9
Шпинель . . .	6,5	6,5
Феррит кальция . . .	2,3	1,8
Магнезиовюстит . . .	—	13,6
Пироксен . . .	28,2	21,4
Ферромонтichelлит . . .	—	5,4

Примечание: Минеральный состав агломератов подсчитан на интерационном столике Андина и уточнен пересчетом данных химических анализов.

ному составу, мы вычислили приблизительно процентное содержание примесей в магнетите: 9,7—11,5 мол.% — MgAl₂O₄; 1,5—6 мол.% — MgFe₂O₄; 0,9—10,5 мол.% — γ — Fe₂O₃ и 73,8—85,7 мол.% — Fe₂O₄. Было установлено, что повышение содержания MgFe₂O₄ и γ — Fe₂O₃ в магнетите связано с уменьшением расхода топлива на спекание. С увеличением расхода топлива при агломерации в магнетите увеличивается содержание Fe²⁺ и уменьшается Fe³⁺. Это проявляется в исчезновении маггемита и появлении вюstitа и магнезиовюstitа.

В магнетите постоянно отмечаются закономерно расположенные включения шпинели. Появление этого минерала объясняется способностью магнетита при высоких температурах растворять значительное количество магнезии и глинозема, при пониженных температурах он утрачивает эту способность и происходит распад. Шпинель, наблюдающаяся в магнетитах со структурами распада, обычно имеет состав плениста и реже — герцениста. При нагревании шпинель растворяется в магнетите и в интервале температур от 500 до 800°C. Заметим, что эти данные относятся к магнетиту преимущественно магне-

тического происхождения. Однако в скарном магнетите шпинель также наблюдается в виде обособленных выделений. Только в одних месторождениях, например в Коршуновском, она образует выделения, аналогичные описанным О. М. Римской-Корсаковой (Синяков, 1966), а в других, и в частности в Тейском, из-за содержания большого количества нерудных включений шпинели маскируются. Однако минераграфические, химические и рентгеновские исследования агломератов и продуктов их восстановления и размягчения позволили установить наличие шпинели в магнетите Тейского месторождения. В процессе агломерации кристаллизация магнетита обычно начинается в восстановительных условиях, а заканчивается в окислительных. При этом крупные зерна и кристаллы магнетита, как правило, не успевают полностью переходить в расплав. В дальнейшем эти оставшиеся оплавленные зерна играют роль зародышей для кристаллизующегося магнетита. Поскольку оплавление крупных зерен осуществляется в восстановительных условиях, они имеют высокоокислительный состав и даже полностью восстанавливаются до вюститита или магнезиевюститита. Магнезиевюститит более обычен для нашего материала, так как образуется при восстановлении магномагнетита.

Большой интерес представляет поведение шпинели при агломерации и восстановлении агломератов. На первой стадии с повышением температуры происходит гомогенизация выделений шпинели в магнетите. В агломератах, полученных при малом расходе топлива при агломерации или в агломератах, подвергшихся нагреванию при температуре ниже 700°C , кристаллы и зерна магнетита более или менее однородны и не обнаруживают каких-либо минеральных включений. Параметры кристаллической решетки^{*} этого образца ($a_0 = 8,379 \text{ \AA}$) ниже, чем параметры чистого магнетита ($a_0 = 8,396 \text{ \AA}$), что может быть объяснено вхождением в кристаллическую решетку Mg^{2+} и Al^{3+} с меньшими радиусами ионов по сравнению с ионными радиусами Fe^{2+} и Fe^{3+} . Кроме того, избыток окисного железа указывает на дефектность решетки, катионные вакансии которой также понижают параметры решетки. Если бы в исследуемом магнетите было растворено какое-либо одно из соединений MgFe_2O_4 , $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ или MgAl_2O_4 , то при параметре $a_0 = 8,379 \text{ \AA}$ в нем содержалось бы либо 45 мол. % MgFe_2O_4 , либо 25 мол. % $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$, либо 4 мол. % MgAl_2O_4 . Однако кристаллооптические и химические данные, с одной стороны, указывают на одновременное присутствие этих соединений в магнетите, с другой сви-

* Рентгеновский анализ выполнен в Западно-Сибирском геологическом управлении М. В. Карпенко.

детельствуют о меньшем содержании $\gamma\text{—Fe}_2\text{O}_3$ и MgFe_2O по сравнению с MgAl_2O_4 . Например, пересчетом данных химического анализа с учетом количественного состава, подсчитанного под микроскопом в агломерате 1, установлено приблизительное содержание в магнетите следующих соединений: $\text{MgFe}_2\text{O}_4\text{—}6,0$; $\text{MgAl}_2\text{O}_4\text{—}9,7$ и $\gamma\text{—Fe}_2\text{O}_3\text{—}10,5$ мол.%. Однако не вся шпинель растворяется в магнетите в этих условиях. Доказательством тому являются густо расположенные микровключения шпинели в ядре крупных остаточных магнетитовых зерен (рис. 10).

При кристаллизации магнетита в восстановительных условиях (агломерат 2) или при нагревании (до размягчения) агломерата в магномагнетите происходят существенные изменения. Проявляется это в изменении параметра решетки и появлении новых минеральных фаз за счет магномагнетита. В восстановительных условиях наиболее устойчивой фазой оказывается $\gamma\text{—Fe}_2\text{O}_3$, воосстанавливающаяся до FeO . Далее происходит термическая диссоциация и восстановление MgFe_2O_4 . Возникающие при этом MgO и FeO могут неограниченно растворяться друг в друге, несмотря на различие параметров решетки. В конечном счете образуется магнезиовюстит (параметр решетки $a_0=4,28\text{ \AA}$), в котором содержится 30 мол. % MgO и 70 мол. % FeO . Сохранившийся магнетит за счет уменьшения в нем растворенных $\gamma\text{—Fe}_2\text{O}_3$ и MgFe_2O_4 имеет более высокий параметр решетки ($a_0=8,385\text{ \AA}$). Магнезиовюстит частично растворяется в магнетите, а после кристаллизации и остывания магнетита выпадает из этого раствора, образуя самостоятельную фазу. В зависимости от соотношения содержаний магнетита и магнезиовюстита, наблюдаются либо включения вюстита в магнетите (рис. 11), либо выделения магнетита в вюстите (рис. 12). Характерная структура распада высокотемпературного твердого раствора магнезиовюстита в магномагнетите приведена на рис. 13.

При увеличении степени восстановления магномагнетита преобладающей фазой становится магнезиовюстит, имеющий структуру типа NaCl . В этом случае шпинель (MgAl_2O_4), отличающаяся по своей структуре от магнезиовюстита, выделяется в самостоятельную фазу. Так как этот процесс совершается при высокой температуре (около 1500°C), то в результате перекристаллизации происходит укрупнение выделений шпинели и уменьшение ее железистости.

Дальнейшее восстановление магномагнетита до металлического железа еще более уменьшает железистость шпинели, кристаллы которой становятся изометричными, скелетными (рис. 14). Мелкие кристаллы и зерна шпинели наблюдаются также и в доменном шлаке. Цвет шпинели в проходящем

свете розовый, голубой, бледно-зеленый, $N=1,72-1,75$; она составляет не более 4—6 об. % от всего количества шлака.

Таким образом, при получении агломератов, их размягчении и восстановлении оказалось возможным установить наличие изоморфных примесей магния и алюминия в магнетите Тейского месторождения, представленных магнезиоферритом и шпинелью.

ЛИТЕРАТУРА

- Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1965, 191 с.
- Дербиков И. В. Тейско-Тузуксинский железорудный район Кузнецкого Алатау.— В кн.: Матер. по геол. Зап.-сиб. края, вып. 26, 1935, с. 3—111.
- Дымкин А. М., Васильева А. И. О магномагнетитах в рудах Тейского месторождения.— «Геол. и геофиз.», 1964, № 9, с. 126—128.
- Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. Т. 1. кн. 2. Изд-во АН СССР. М., 1959, 602 с.
- Павлов А. Л. Некоторые особенности формирования брекчиевидных пород Тейского рудного поля (Кузнецкий Алатау).— «Геол. и геофиз.», 1964, № 6, с. 83—96.
- Синяков В. И. Микротвердость магнетита из месторождений различного генезиса.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 169, № 4, с. 929—932.

О ФИГУРАХ ТРАВЛЕНИЯ МАГНЕТИТА

А. А. ПЕРМЯКОВ

При травлении аншлифов в парах концентрированной HCl на полированной поверхности магнетита появляются необычные фигуры травления, описанные в свое время В. А. Вахрушевым (1959). Под микроскопом устанавливается большое разнообразие форм фигур травления. В. А. Вахрушев делает вывод, что «рассматриваемые здесь фигуры травления не могут быть связаны с особенностями внутреннего строения зерен магнетита. Их можно рассматривать как своего рода «ложные» эффекты травления, проявляющиеся при взаимодействиях паров HCl с поверхностью магнетитовых зерен при участии кислорода воздуха».

Данная статья посвящена изучению морфологии и причин возникновения указанных фигур. Изучены фигуры травления природного магнетита из некоторых железорудных месторождений Сибири, а также искусственного магнетита, полученного в процессе агломерации железорудного концентрата.

Фигуры травления часто наблюдаются в колломорфном сфероидальном магнетите Шерегешевского месторождения Горной Шории (Пермяков, 1969). Форма фигур травления весьма разнообразна (рис. 1, а), что, по-видимому, обусловлено неоднородностью состава и строения магнетита. Участки зерна с неоднородным составом или строением по-разному адсорбируют пары HCl и вследствие этого степень протравленности разных участков оказывается различной.

Фигуры травления имеют в какой-то мере правильную геометрическую форму (рис. 1, б). Наиболее часто наблюдаются треугольные фигуры, затем пластинообразные, крестообразные и другие более сложные. Все они размещаются в «бесструктурной» магнетитовой массе. Следует отметить, что относительный рельеф и микротвердость, измеренная с помощью микротвердомера ПМТ-3 с нагрузкой на пирамиду 20 г, у фигур травления выше по сравнению с «бесструктурной» массой магнетита. Так, микротвердость фигур травления колеблется в пределах от 680 до 980 кг/мм².

Таким образом, оказывается, что микротвердость фигур в среднем на 200 кг/мм² выше по сравнению с «бесструктурной» цементирующей массой. Несмотря на то, что фигуры травления при внедрении алмазной пирамиды довольно часто разрушались, микротвердость их оказалась выше. Этот факт, по-видимому, должен свидетельствовать лишь о том, что фигуры в зернах магнетита обладают более совершенным строением.

Как уже отмечалось, фигуры травления наблюдаются в колломорфном магнетите. Следовательно, выпадение магнетита происходило в коллоидном состоянии в условиях сильно затрудненной диффузии элементов с последующей перекристаллизацией коагулятов. Об этом же свидетельствует брекчиевидная текстура магнетитовой руды, состоящей из угловатых обломков скарнированных альбитофинов, сцементированных колломорфным магнетитом. По-видимому, формирование руды происходило в условиях резкого пересыщения растворов в результате химических реакций обменного разложения в раздробленном материале с образованием труднорастворимых продуктов этих реакций. Высокая вязкость и пересыщение раствора — наиболее благоприятные условия для скелетного роста кристаллов. Можно сделать предположение, что фигуры травления являются элементами скелетного кристалла, а «бесструктурная» цементирующая масса отложилась в заключительной стадии превращения скелетного кристалла в нормальный.

В первой стадии, в условиях сильного пересыщения и высокой вязкости, по-видимому, формировались вершинно-реберные скелетные формы. В ходе скелетной кристаллизации на ветвях скелетного кристалла появилось большое количество кристаллических субиндивидов. На этой стадии, несмотря

на большую скорость роста кристалла, каждый субиндивид находился почти в идеальных условиях роста (отсутствие внешних напряжений, обилие строительного материала и т. д.). Растущий в этих условиях кристалл свободен от примесей, по крайней мере, механических. Это можно утверждать на том основании, что наличие примесей непременно должно деформировать кристаллическую решетку и способствовать появлению в дефектных участках новых «генерирующих точек» (Григорьев, 1961), которые могут дать начало росту новой ветви скелетного кристалла. Размеры, форма и количество субиндивидов скелетных кристаллов находятся в зависимости от физико-химических условий и длительности скелетной кристаллизации. При изменении этих условий изменяется и характер кристаллизации.

Во второй стадии кристаллизации происходит залечивание, заполнение пространства между ветвями и субиндивидами скелетного кристалла. В это время, вероятно, снижается степень пересыщения раствора, но скорость «залечивания» скелетного кристалла сохраняется высокой, так как в нем находится очень много «генерирующих точек» (двугранные и трехгранные углы между ветвями скелета, выходы краевых и винтовых дислокаций и т. д.). В то же время в условиях низкого пересыщения скелетный рост невозможен. Обилие «генерирующих точек» приводит к тому, что растущие от них слои, соприкасаясь друг с другом, образуют мозаичную структуру растущей поверхности кристалла и в конечном счете формируют мозаично-блоковый кристалл. Вследствие этого вещество, осложнившееся во второй стадии кристаллизации и цементирующее ветви скелета, будет содержать большее количество дефектов и даже механических примесей, захваченных межблоковыми участками кристалла. Исходя из этого, можно объяснить более высокий рельеф и микротвердость фигур травления (субиндивидов скелетного кристалла) по сравнению с цементирующей высокодефектной массой.

В зависимости от длительности и условий кристаллизации находятся форма и занимаемый объем скелетной и цементирующей составляющей магнетита. На рис. 1, а фигуры травления — элементы скелетного кристалла — мелкие и занимают небольшой объем, а поля цементирующего магнетита большие. На рис. 1, б субиндивиды скелетного кристалла разрослись настолько, что, соприкасаясь, взаимно прорастают друг друга. В этом магнетите цементирующая масса практически отсутствует в центре зерна, но встречается на периферии.

В идиоморфных кристаллах магнетита Абагасского месторождения (Хакасия) в гематит-магнетитовых и мушкетовитовых рудах после травления концентрированной HF вы-

являются зональное строение и особые фигуры травления (рис. 2). Изменение характера зональности от центра кристалла к периферии свидетельствует об изменении габитуса кристалла магнетита в процессе роста. Фигуры травления обычно наблюдаются в центральных частях кристалла зонального магнетита.

Сравнивая морфологию и характер расположения фигур травления магнетита Абагасского и Шерегешевского месторождений, можно заметить в них некоторое различие, объясняемое разным генезисом магнетита. В шерегешевском магнетите обычны правильные треугольные фигуры травления, так как субиндивиды скелетного кристалла имеют правильную октаэдрическую форму. В магнетите Абагасского месторождения треугольные фигуры травления не встречаются. Здесь наблюдаются веретенообразные и ромбовидные фигуры.

Как отмечено, описываемые фигуры травления обнаружены в магнетите мушкетовитовых и гематит-магнетитовых руд в ассоциации с пиритом и халькопиритом. Микроскопическими исследованиями установлена последовательность отложения рудных минералов: прежде всего отлагался магнетит, образующий центральные части зональных кристаллов, затем пластинчатый гематит, а ранее выпавшие кристаллы магнетита, по-видимому, в это время были частично мартитизированы; после гематита одновременно с выпадением халькопирита и магнетита второй генерации, образующего внешнюю оболочку зональных кристаллов, но уже другого габитуса, проходила мушкетовитизация ранее отложенного гематита и в заключительную стадию по трещинам, образовавшимся в результате сокращения объема при восстановлении гематита, сформировались жилки кальцита и гематита второй генерации.

Парагенетические соотношения минералов в системах Fe—S—O и Cu—Fe—S—O , как это установил А. Г. Бетехтин (1955), главным образом зависят от изменения соотношений концентрации анионов кислорода и серы в металлоносных растворах. Исходя из этого положения и данных микроскопического исследования, можно предположить, что рост кристаллов магнетита первой генерации проходил в условиях несколько повышенной концентрации анионов кислорода. Вследствие этого, растущие кристаллы магнетита растворяли в себе некоторое количество $\gamma\text{—Fe}_2\text{O}_3$ (маггемита). Отложение гематита вокруг магнетита первой генерации свидетельствует о еще более окислительных условиях. При этом метастабильная $\gamma\text{—Fe}_2\text{O}_3$ оказывается неустойчивой, превращается в $\alpha\text{—Fe}_2\text{O}_3$ и в процессе кристаллизации из твердого состояния образует в кристалле магнетита скелетный кри-

сталл гематита. Подобное явление часто наблюдается в магнетите из железорудных агломератов в процессе их окисления (рис. 3). Форма субиндивидов скелетных кристаллов гематита, образованных таким образом, чаще всего ромбоэдрическая. Экспериментальные исследования показали, что скелетные кристаллы гематита выпадают из маггемитизированного магнетита в условиях дальнейшего его окисления. Из неокисленного магнетита в процессе мартитизации образуется решетчатая, типичная мартитовая структура замещения магнетита гематитом.

В процессе мушкетовитизации, вызванной поздней сульфидной минерализацией, $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ восстановилась до Fe_3O_4 . При этом в результате сокращения объема, вызванного потерей кислорода, произошло частичное растрескивание в участках скелетных кристаллов гематита и отделение реликтов скелета от кристалла-матрицы.

Граница раздела реликтов скелетного вростка и кристалла-матрицы в процессе травления наиболее активно адсорбирует пары кислоты. Это способствует более интенсивному вытравливанию вещества и декарированию границы раздела реликтов скелетного вростка и кристалла-матрицы. На рис. 2 отчетливо наблюдаются реликты скелетной фигуры, микроскопические трещины и пустоты, выявленные травлением. Более высокий рельеф и отражение скелетных вростков можно объяснить тем, что они содержат меньше примесей, чем кристалл-матрица.

В искусственном магнетите, полученном в процессе агломерации железорудного концентрата Коршуновского месторождения^{*}, также появляются фигуры после травления полированной поверхности магнетита плавиковой кислотой по методу В. Н. Сергеева (1963). Установлено два морфологических и генетических типа фигур травления в магнетите из железорудного агломерата. Следует подчеркнуть, что полированная поверхность исследуемых магнетитов совершенно однородна до травления. Неоднородность ее выявляется только после травления (к тому же форма, размеры и скульптура фигур травления каждого из описываемых типов изменяется в зависимости от размера и ориентировки магнетита).

Фигуры травления первого типа (рис. 4) характерны для магнетита из агломерата, полученного без добавки марганцевой руды. Наблюдаются эти фигуры не во всех зернах магнетита и не по всему объему агломерата. Чаще всего они появляются в массивно-скелетных кристаллах (рис. 5). Фи-

* Агломерат получен А. И. Степановым в лаборатории кафедры металлургии чугуна Сибирского металлургического института (СМИ).

гуры травления имеют правильную треугольную форму и параллельную ориентировку (см. рис. 4). Глубокое травление позволяет выявить, что каждая фигура представляет собой октаэдрический субиндивид единого скелетного кристалла. По морфологии протравленной поверхности можно утверждать, что магнетит образовался в две стадии. В первой стадии сформировался скелетный кристалл, а во второй — пространство между ветвями и субиндивидами скелетного кристалла было заполнено цементирующим магнетитом.

Действительно, кристаллизация магнетита проходила в два разорванных во времени и различных по характеру процесса. В первую стадию магнетит кристаллизовался непосредственно в процессе агломерации при быстром охлаждении расплава, образовавшегося при температуре выше 1500°C . Высокая степень переохлаждения расплава при остывании агломерата способствовала скелетной кристаллизации магнетита. Форма скелетных кристаллов магнетита, образовавшегося в этих условиях, изображена на рис. 6.

Впоследствии этот агломерат испытывался на размягчение^{1*} под воздействием нагревания (до 1285°C) в атмосфере азота и давления, равного 2 кг/см^2 . При нагревании проходил процесс «собирающей рекристаллизации» (Кузнецов, 1954). С повышением температуры скорость роста крупных субиндивидов увеличивается за счет увеличения скорости растворения мелких субиндивидов и ветвей скелетного кристалла магнетита. В процессе такой собирающей рекристаллизации скелетные кристаллы превращаются в «монокристаллы», если их можно так называть, так как травление обнаруживает в них сложное внутреннее строение, обусловленное наличием реликтов первичного скелета и цементирующей массы магнетита, заполнившей пространство между субиндивидами скелета в процессе рекристаллизации.

Фигуры травления второго типа (рис. 7) характерны для магнетита из железорудного агломерата, полученного с добавкой марганцевой руды. Они имеют перистую, дендритную форму, закономерно ориентированную в магнетитовом зерне. Основание этих перистых фигур обычно выходит на поверхность зерна магнетита, головки «перьев» направлены к центру. Следует отметить, что наряду с перистыми фигурами в некоторых зернах магнетита наблюдаются также описанные выше треугольные фигуры травления, но они в этом случае сосредоточены в центре зерна. Перистые фигуры травления наблюдаются в магнетите из агломератов после размягчения, однако они были обнаружены в магнетите высо-

*. Опыты по размягчению агломерата производил В. А. Долинский в лаборатории кафедры металлургии чугуна СМИ.

козакисного агломерата, не подвергавшегося размягчению (рис. 8). Их форма и характер расположения такие же, как в агломерате после размягчения (см. рис. 7). Отличаются они только рельефом и меньшей детальностью, обусловленной разной степенью травления.

Неоднородность магнетитовых зерен, выявленная травлением, обусловлена распадом твердого раствора вюстита в магнетите и кристаллизацией продуктов распада в твердой среде. В процессе этой кристаллизации вюстит образует в зернах магнетита перистые и дендритные включения, аналогичные по форме скелетным кристаллам вюстита (рис. 9), выпавшим из расплава в восстановительных условиях (при большом расходе топлива на агломерацию). Появление вюстита в магнетите обусловлено термической диссоциацией последнего в процессе размягчения агломерата. Изучение агломератов после их размягчения позволило установить следующую последовательность диссоциации минералов: маггемит, гематит, якобит, магнезиоферрит, магнетит. Таким образом, наличие марганца, растворенного в структуре магнетита, способствовало образованию и кристаллизации вюстита в магнетите. Включения вюстита в магнетите, образовавшиеся таким образом, выявляются в форме перистых фигур.

Описанные фигуры травления естественного и искусственного магнетита не исчерпывают всего морфологического и генетического их разнообразия. Их можно было бы дополнить фигурами травления магнетита, образовавшимися при псевдоморфном замещении и искусственного минерала феррита кальция (CaFe_2O_4) магнетитом, а также облачными и дендритными фигурами травления окисленного магнетита, в котором фигурами травления представлен маггемит, а цементирующей массой магнетит (рис. 10).

Таким образом, фигуры травления в магнетите свидетельствуют о механизме и условиях роста кристаллов и последующих превращениях. Одной из основных причин появления особых фигур в недрах кристалла магнетита является скелетная кристаллизация, которая может происходить из первичного жидкого субстрата, либо из твердого в процессе полиморфных и псевдоморфных превращений. На основе изучения фигур травления, особенно их морфологии, можно воссоздать механизм и эволюцию изменений физико-химических условий кристаллизации магнетита. В свою очередь, эти данные позволяют полнее изучать условия генезиса железорудных месторождений.

В заключение автор считает своим долгом выразить благодарность за ряд ценных советов и указаний А. М. Дымкину и И. Т. Бакуменко.

ЛИТЕРАТУРА

- Вахрушев В. А.** Вопросы минералогии, геохимии и генезиса железных руд Кондомского района Горной Шории (Западная Сибирь). Новосибирск. Изд-во СО АН СССР, 1959, 191 с.
- Пермяков А. А.** О некоторых особенностях магнетита на Шерегешевском месторождении.— В кн.: Новые данные по геологии и географии Кузбасса и Алтая. Новокузнецк, 1969, с. 81—86.
- Григорьев Д. П.** Онтогенез минералов. Львов, изд. Львов. ун-та, 1961, 284 с.
- Бетехтин А. Г.** Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 125—278.
- Сергеев В. Н.** О структурном травлении плавиковой кислотой некоторых минералов из классов окислов и силикатов.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1953, ч. 92, вып. 1, с. 66—73.
- Кузнецов В. Д.** Кристаллы и кристаллизация. М., Гостехиздат, 1954, 411 с.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Рисунки к статье А. М. Дымкина
А. И. Васильевой

«ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ
МАГНЕТИТОВЫХ РУД В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ГИДРОСИЛИКАТНОГО
И СКАРНОВОГО ТИПОВ»

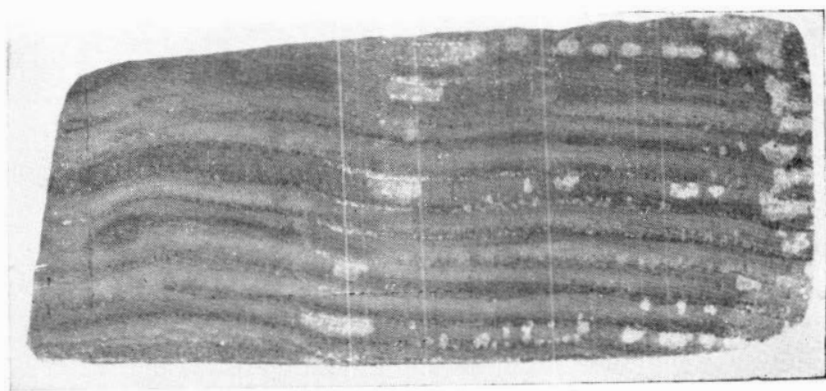


Рис. 1. Ритмически-полосчатые руды. Перераспределение вещества на рудную (светлое) и силикатную (темное) составляющие. Первая стадия метаморфизма. Увел. 15. Красноярское месторождение.

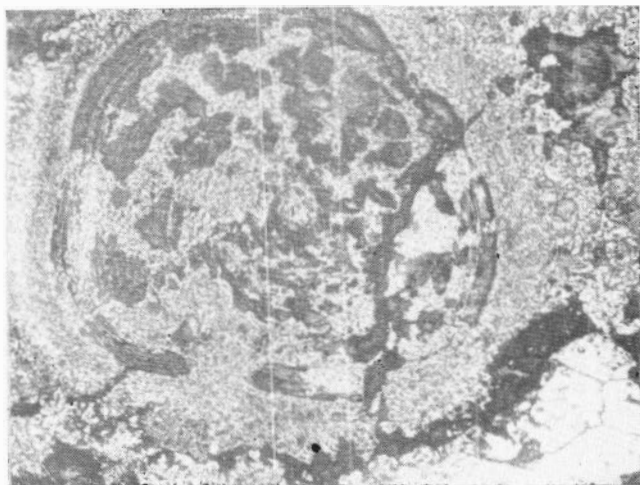


Рис. 2. Пятнисто-блочное перераспределение рудной (светлое) и силикатной (темное) частей в оолитах. Вторая стадия метаморфизма. Увел. 75. Красноярское месторождение.

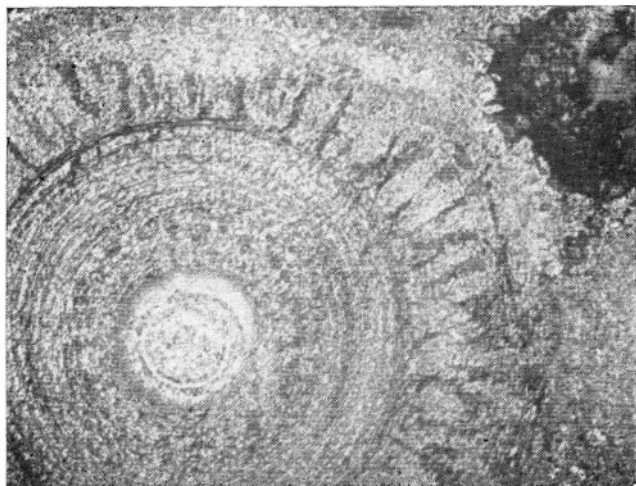


Рис. 3. Оолиты концентрически-зонального и радиально-лучистого строения. Сочетание первой и второй стадий метаморфизма. Увел. 125. Красноярское месторождение.

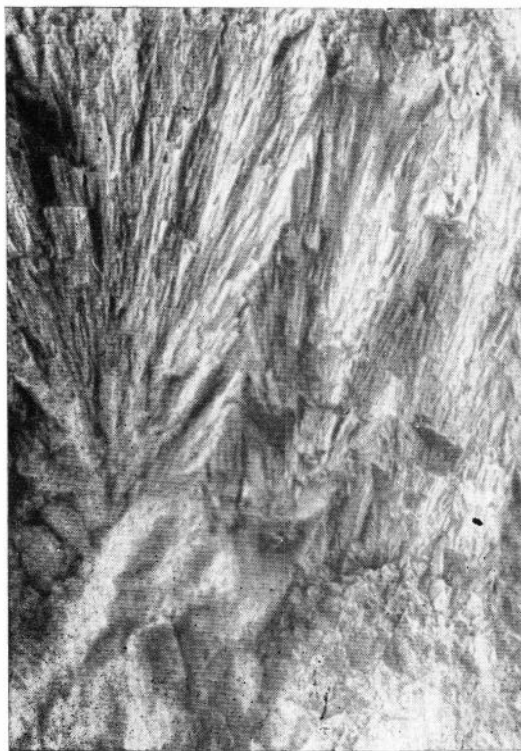


Рис. 4. Перекристаллизованные радиально-лучистые агрегаты магнетита почковидных обособлений. Третья стадия метаморфизма. Увел. 65. Красноярское месторождение.

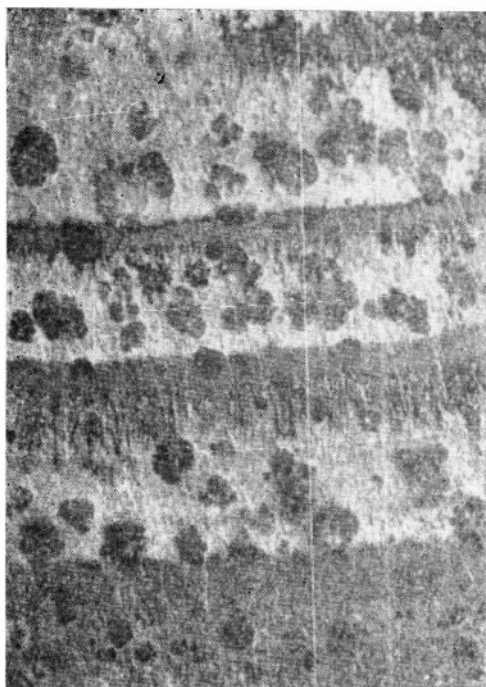
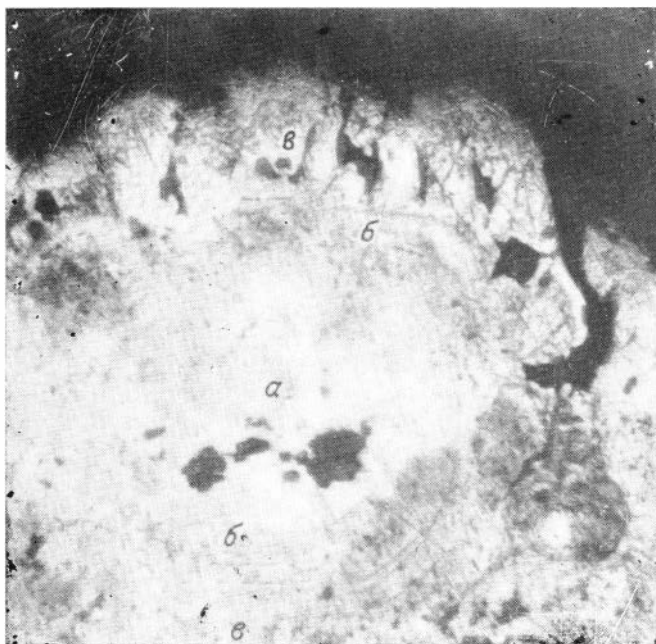


Рис. 5. Глобулитоподобные агрегаты (темное) в ритмически-полосчатых рудах. Увел. 75. Красноярское месторождение.



Рис. 6. Оолиты радиально-лучистого строения с реликтами концентрической зональности. Увел. 125. Тагарское месторождение.



102



Рис. 7. Стадийность перекристаллизации коллоидных обособлений.

а — скрытокристаллическая рудно-силикатная (недифференцированная) масса; *б* — слабо выраженное расслоение (светло-серое — магнетит, темно-серое — силикатное вещество); *в* — кристаллически-зернистое обрамление. Увел. 75. Тейское месторождение.

Рис. 8. Развитие концентрической зональности в центре скрытокристаллической рудно-силикатной массы. Увел. 75. Тейское месторождение.



Рис. 9. Разделение вещества оолитов на рудную (светлое) и хлорит-серпентиновую (темное) массу. Увел. 125. Тейское месторождение.

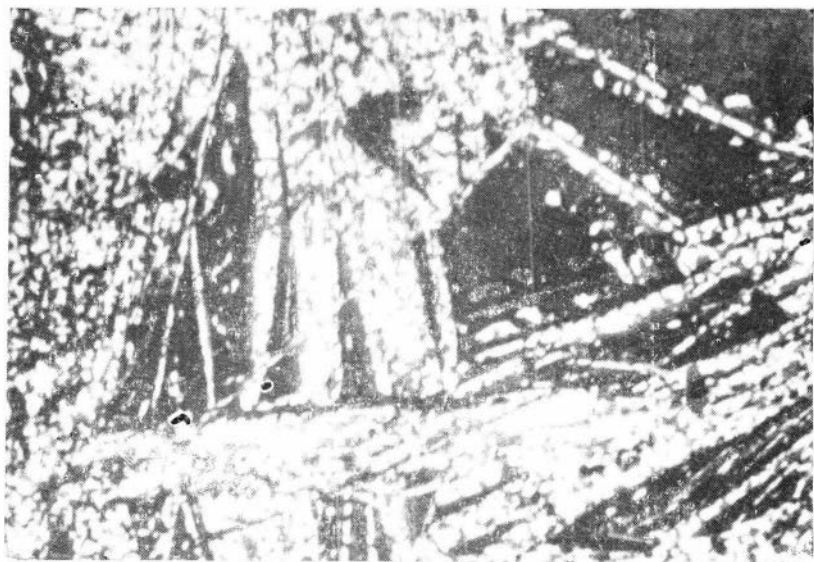


Рис. 10. Перекристаллизация мушкетовита. Увел. 300. Абагасское месторождение.

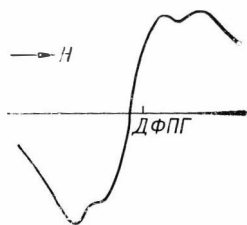


Рис. 11. Контур ФМР для зональных магнетитов Тейского месторождения.

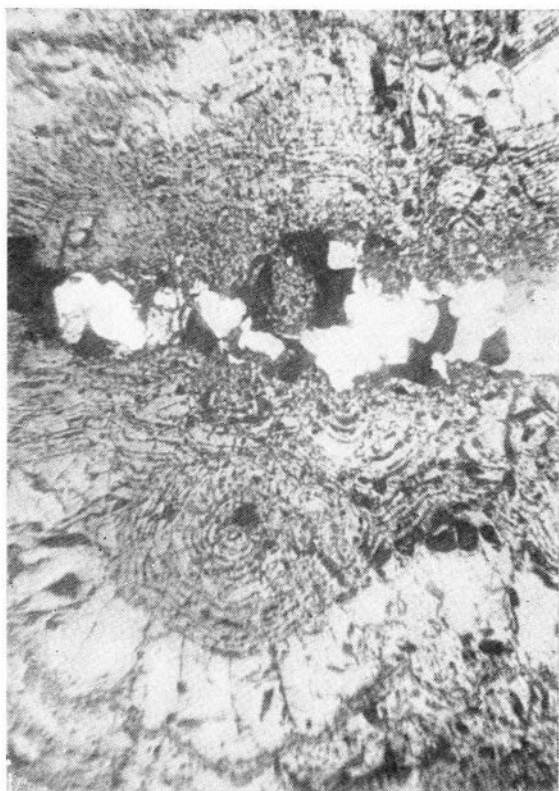


Рис. 12. Концентрически-зональные обособления магнетита в рудах зернистого строения. Увел. 75. Куржункульское месторождение.

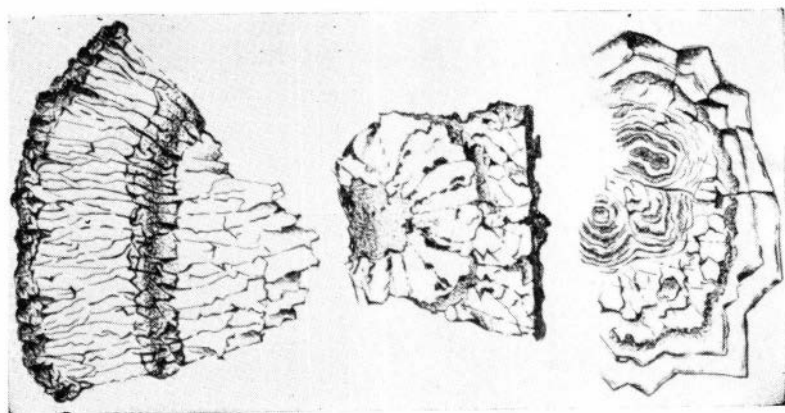


Рис. 13. Разные стадии перекристаллизаций колломорфных агрегатов магнетита. Увел. 125. Куржункульское месторождение.

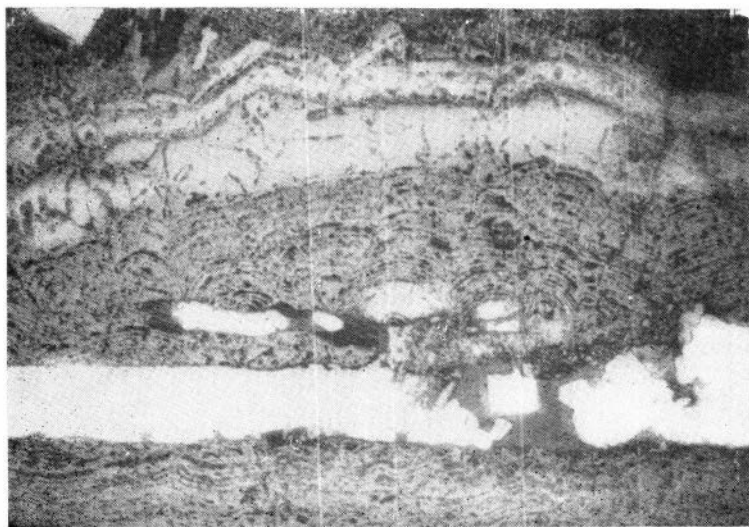


Рис. 14. Концентрически-зональные агрегаты магнетита, полностью раскристаллизованные с периферии. Увел. 75. Куржункульское месторождение.

Рисунки к статье И. А. Калугина
«СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ
ДИНАМОМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ РУД»



Рис. 1. Структура-будинаж в руде. Штуф. Натур. вел.



Рис. 2. Сланцевато-полосчатая текстура руды, осложненная развитием гранатовых скоплений. Штуф. Натур. вел.

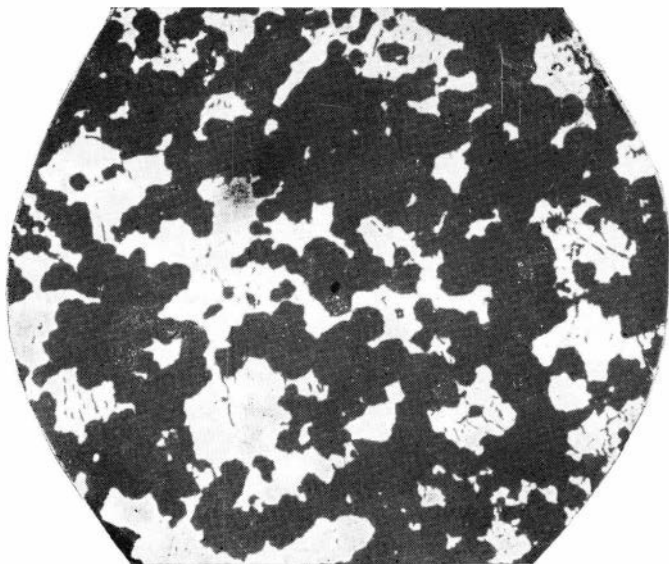


Рис. 3. Гранобластовая структура диопсид-магнетитовой руды. Прозрачный шлиф. Увел. 80.

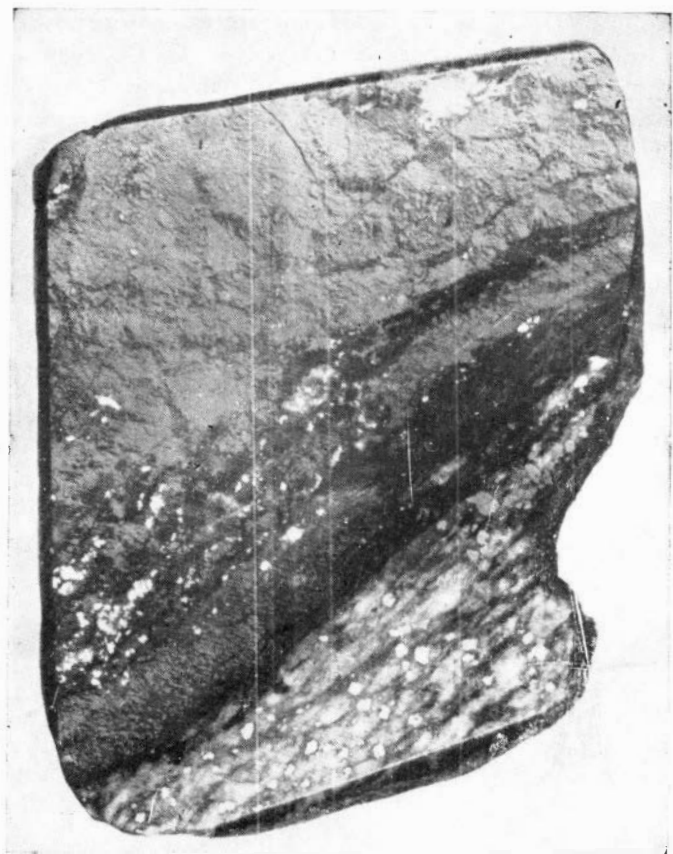


Рис. 4. Явления сплющивания рудной массы. Штуф. **На-
тур. вел.**

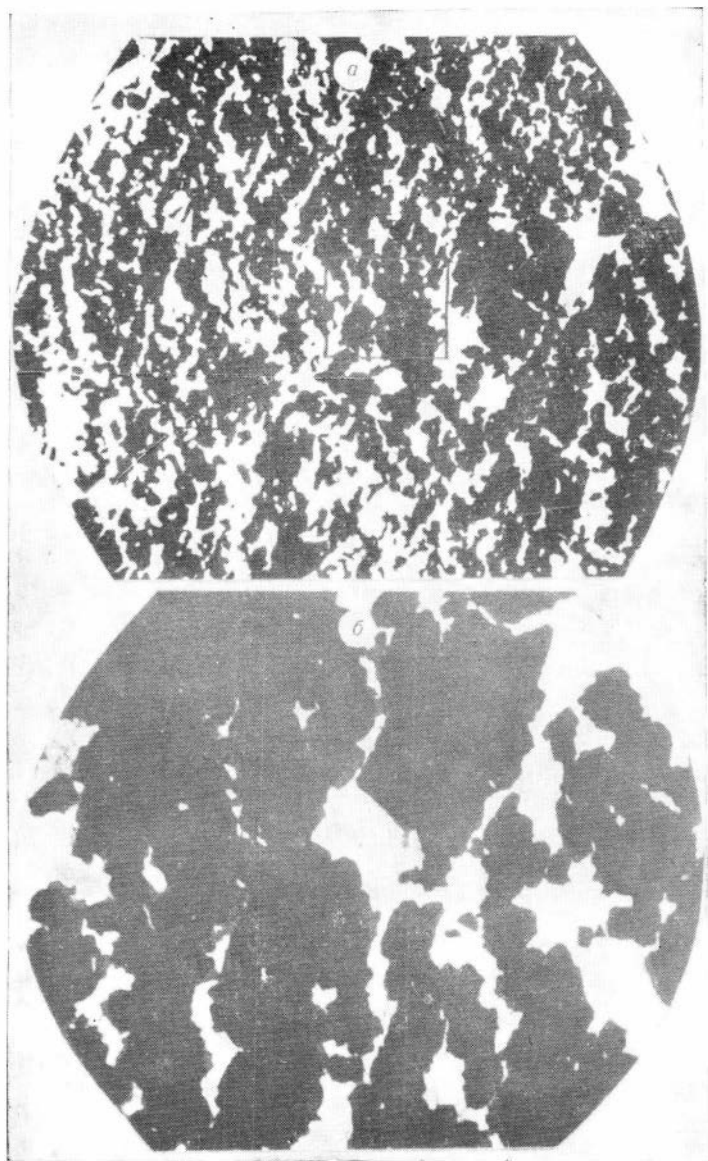


Рис. 5.

a — диагонально- и поперечно-сростковые микротекстуры в гидросиликатно-магнетитовых рудах. Прозрачный шлиф. Увел. 40; *б* — кристаллически-зернистый магнетит в сростках. Фрагмент рис. 5, *a*. Увел. 160.



Рис. 6. Карбонат-магнетитовые
линзы-прожилки в сланцах.
Штуф. Натур. вел.

Рисунки к статье
М. П. Мазурова, М. П. Могилевой,
Л. А. Непеиной
«ПРЕОБРАЗОВАНИЕ МАГНЕТИТОВЫХ РУД
И ИЗВЕСТКОВЫХ СКАРНОВ В КОНТАКТОВЫХ ЗОНАХ
ПОСЛЕРУДНЫХ ИНТРУЗИЙ ИРБЫ».

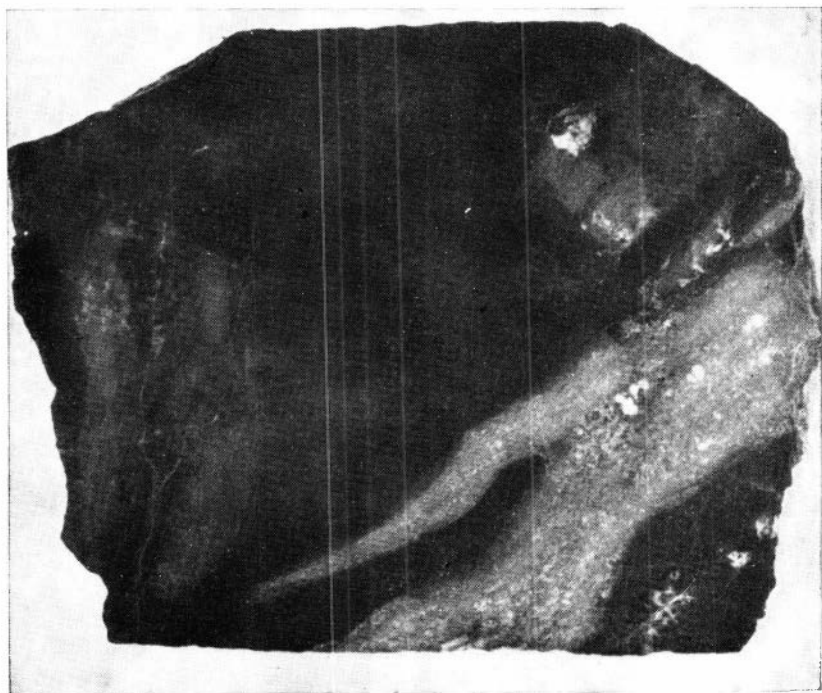


Рис. 1. Микроапофизы граноспеллита в ороговиконанной пироксен-гранат-
магнетитовой руде; скв. 168, г.л. 277 м. Натур. вел.

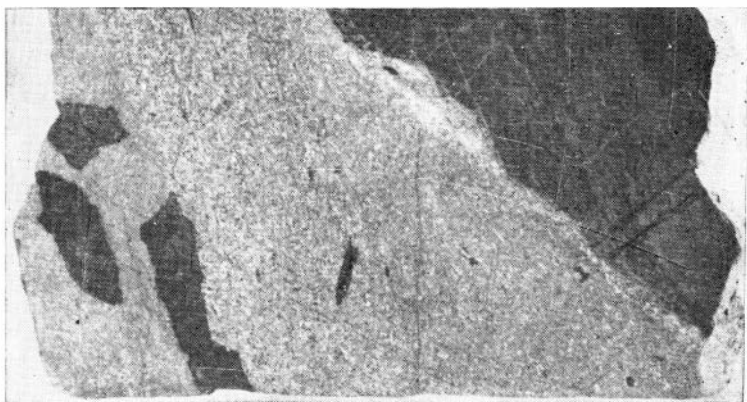


Рис. 2 Ксенолиты ороговикованных пироксен-гранатовых скарнов в граносениите; скв. 111, г.л. 230 м. Натур. вел.

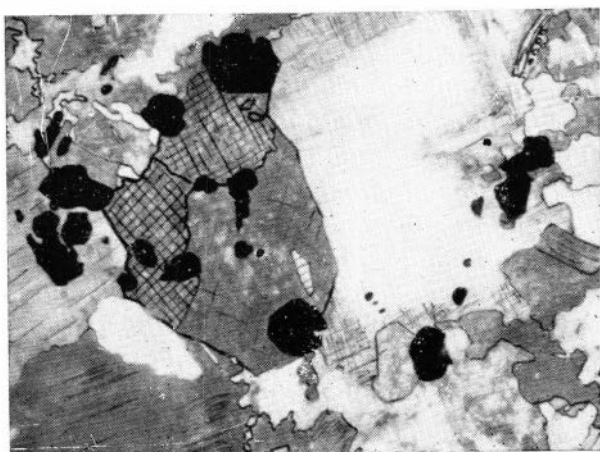


Рис. 3 Реликтовые зерна магнетита (черное), включенные в фенокристы полевого шпата (светлое) и пироксена (серое); скв. 20, г.л. 145 м. Увел. 25.

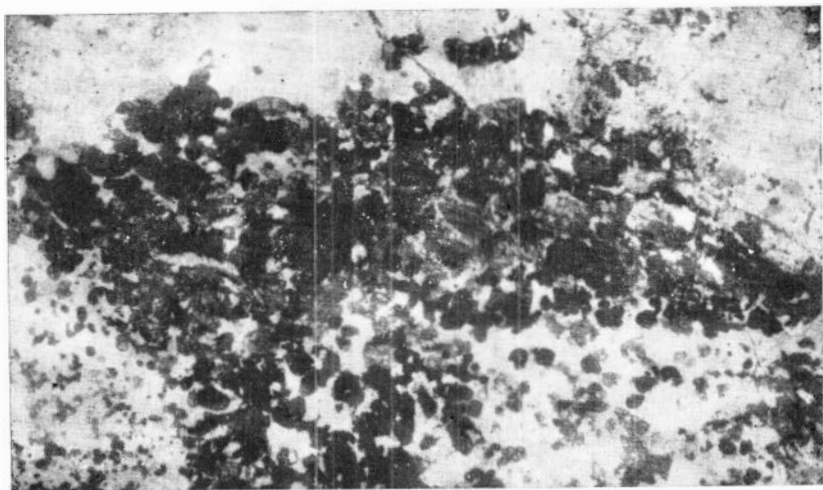


Рис. 4. Дезинтегрированный ксенолит пироксен-гранат-магнетитовой руды в пироксеновом граноснежете; скв. 234, гл. 155 м. Увел. 100.

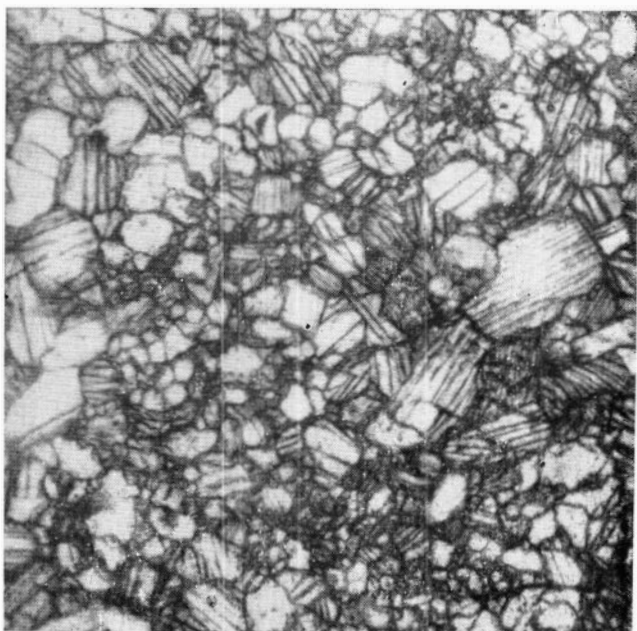


Рис. 5. Пятнисто-блочная грануляция пироксен-гранатовых скарнов; скв.168, гл. 275 м. Увел. 100.

Рисунки к статье К. Р. Ковалева
«КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ РУД
НА ОЗЕРНОМ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОМ
МЕСТОРОЖДЕНИИ».

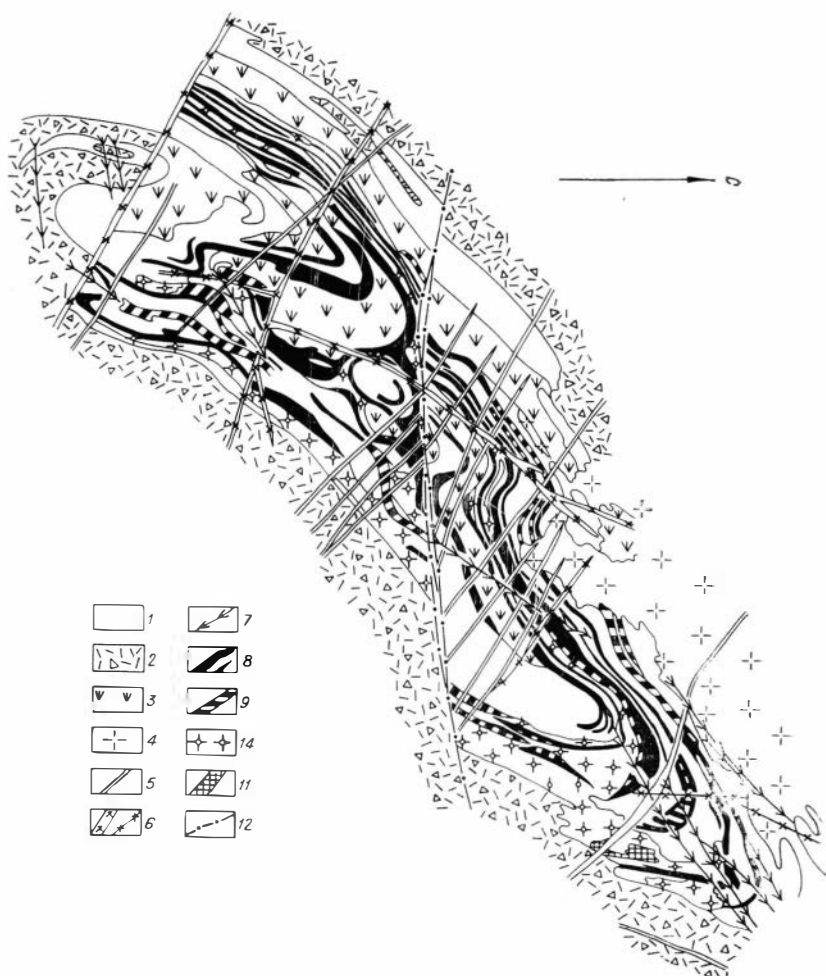


Рис. 1. Схематическая геологическая карта горизонта штольни Озерного месторождения (по Р. С. Тарасовой).

1 — вулканогенно-осадочные отложения олдындинской свиты (Стп). Породы нижнекембрийского субвулканического комплекса; 2 — автомагматические брекчии риолит-дацитовых порфиров; 3 — диабазовые порфиры (зеленокаменноизмененные); 4 — автомагматические брекчии дацитовых порфиров; 5 — кварцевые диабазовые порфиры; 6 — сиенит-порфиры (Р-Т); 7 — долериты и трахидолериты (Т-Т); 8 — сливные слоистые колчеданно-полиметаллические руды; 9 — седиментационно-брекчиевые колчеданно-полиметаллические руды; 10 — сидеритовые руды; 11 — магнетитовые руды; 12 — тектонические нарушения.

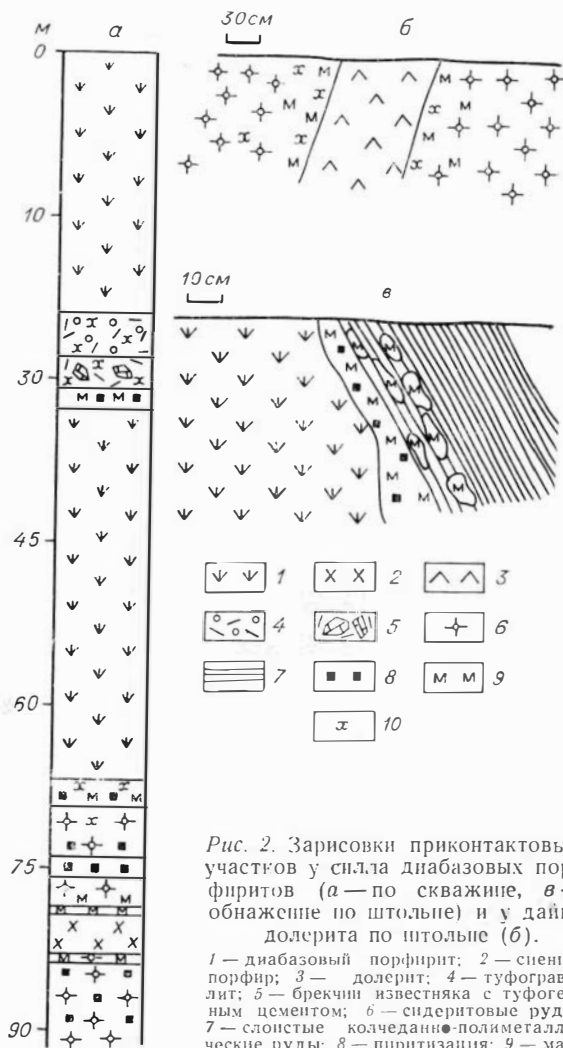
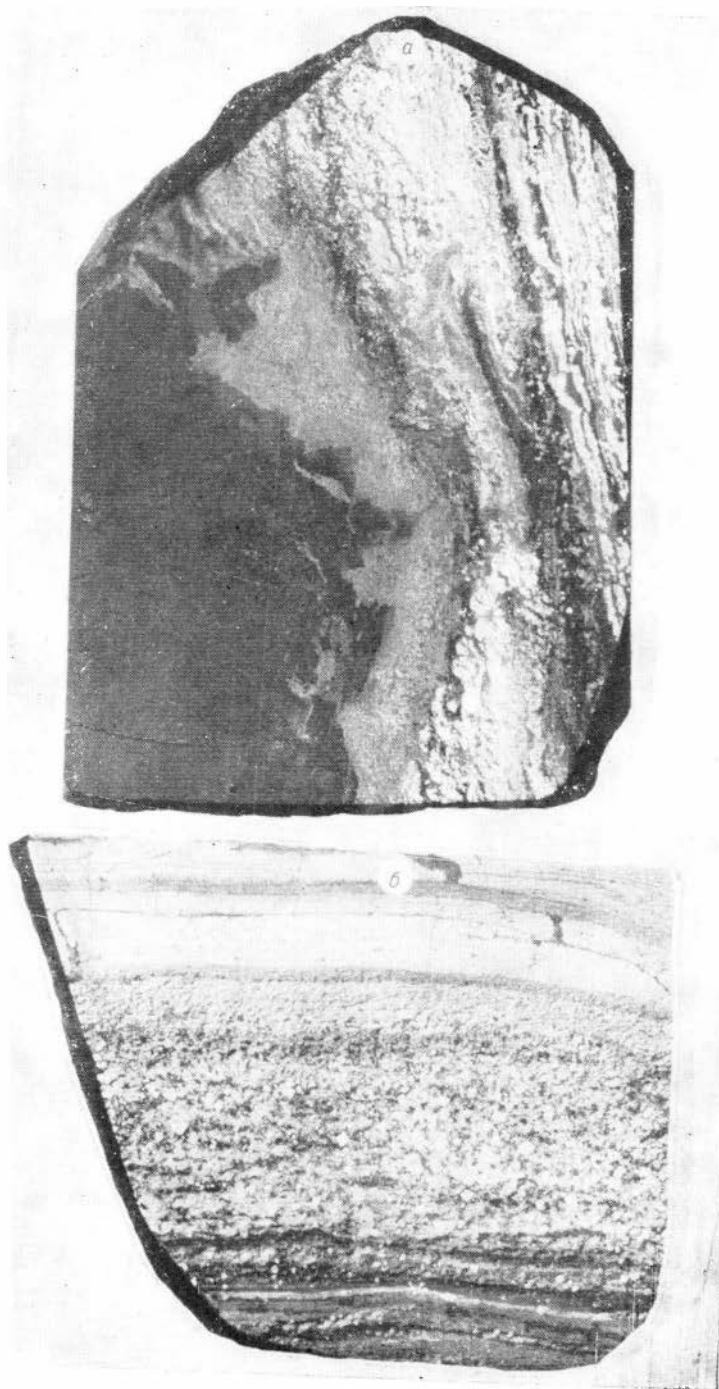


Рис. 2. Зарисовки приконтактных участков у силла диабазовых порфиритов (а — по скважине, в — обнажение по штольне) и у дайки долерита по штольне (б).

1 — диабазовый порфирит; 2 — сиенит-порфир; 3 — долерит; 4 — туфогравелит; 5 — брекчия известняка с туфогенным цементом; 6 — сидеритовые руды; 7 — слоистые колчеданно-полиметаллические руды; 8 — пиритизация; 9 — магнетитизация; 10 — хлоритизация.



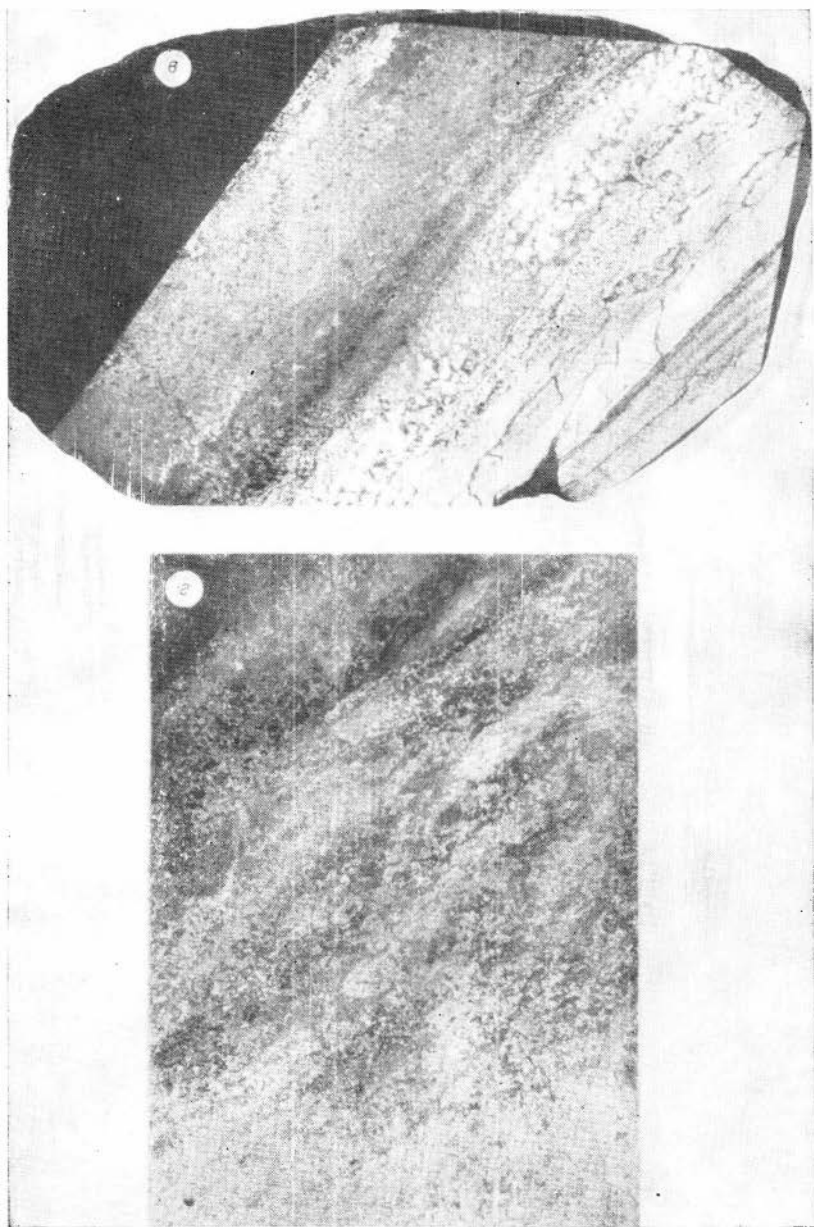


Рис. 3. Магнетитизация и перекристаллизация руд на контакте с диабазовыми порфиритами.

а — магнетитовая оторочка (серое) по контакту диабазового порфирита (черный) с перекристаллизованной сульфидной рудой. Натур. вел.; **б** — уменьшение зернистости пирита от контакта (черная магнетитовая руда) к слабо перекристаллизованной сульфидной руде первично-слоистого строения. Натур. вел.; **в** — зона магнетитизации слоистых сульфидных руд в контакте с диабазовыми порфиритами и образование сферических стяжений пирита кристаллически-зернистого строения. Натур. вел.; **г** — гематит-магнетит-пиритовая руда из зоны контакта. Натур. вел.

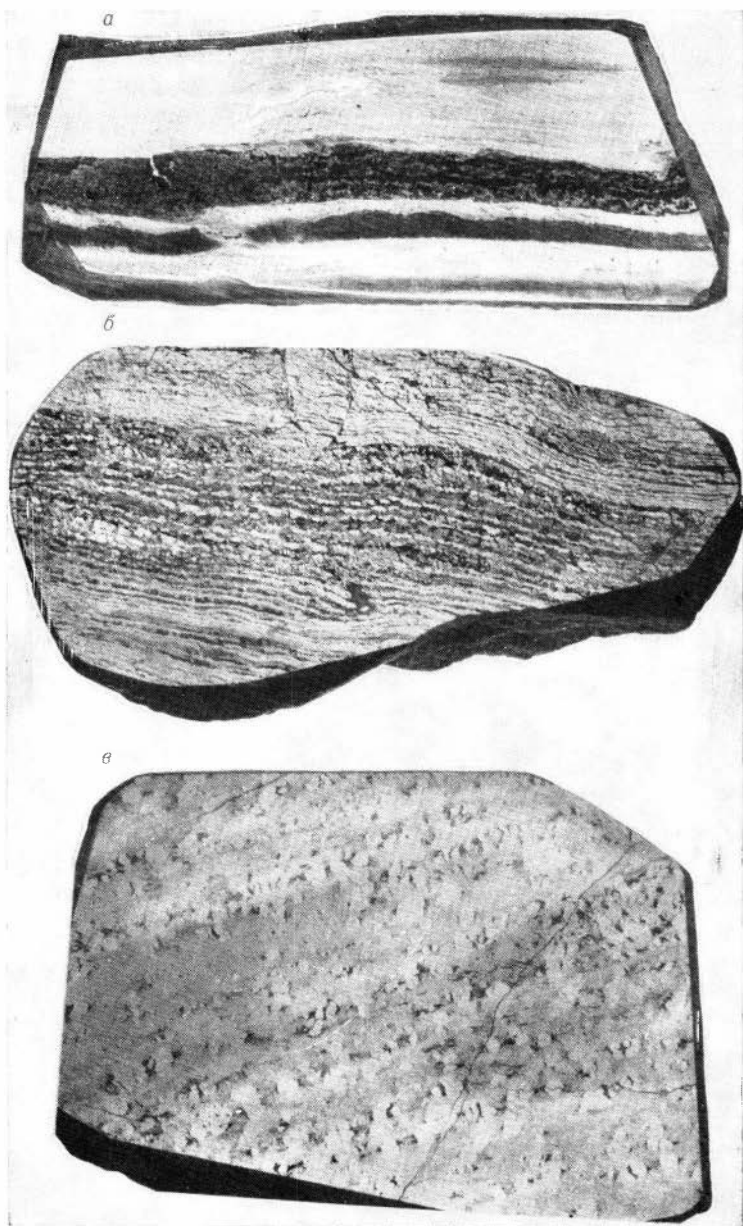


Рис. 4. Текстуры контактово-метаморфизованных сульфидных руд.
а — полосчатая пирит-магнетитовая руда. Natur. вел.; *б* — сфалерит-магнетит-пиритовая руда «бурундучного» облика. Natur. вел.; *в* — порфировое строение сфалерит-магнетит-пиритовой руды. Natur. вел.; *г* — порфирово-пятнистое строение магнетит-пиритовой руды. Natur. вел.; *д* — брекчиевидная пирит-магнетитовая руда. Natur. вел.; *е* — порфирово-полосчатое строение перекристаллизованной галенит-сфалерит-пиритовой руды. Natur. вел.

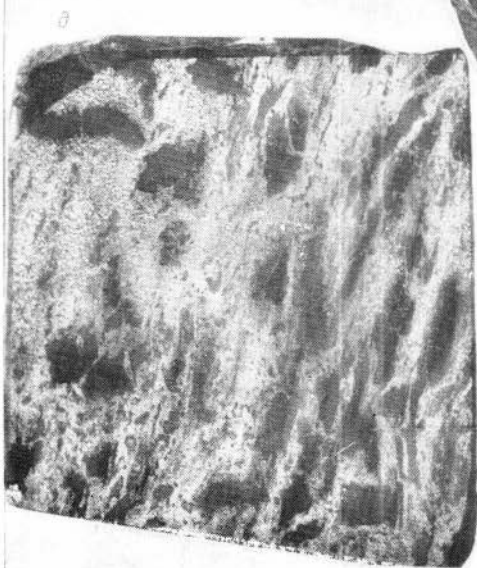
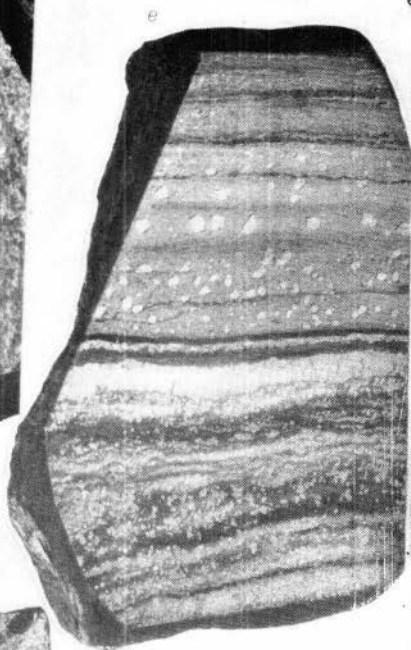




Рис. 5. Хлоритизированная и магнетитизированная седиментационно-брекчиевая и слоистая колчеданно-полиметаллическая руда в зоне прогрева силлом днабазового порфирита. Натур. вел.

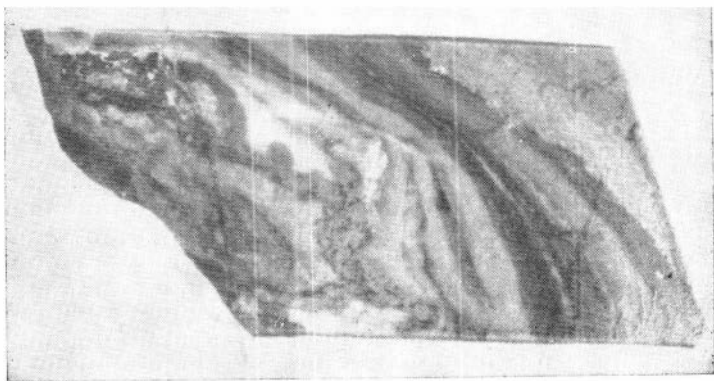
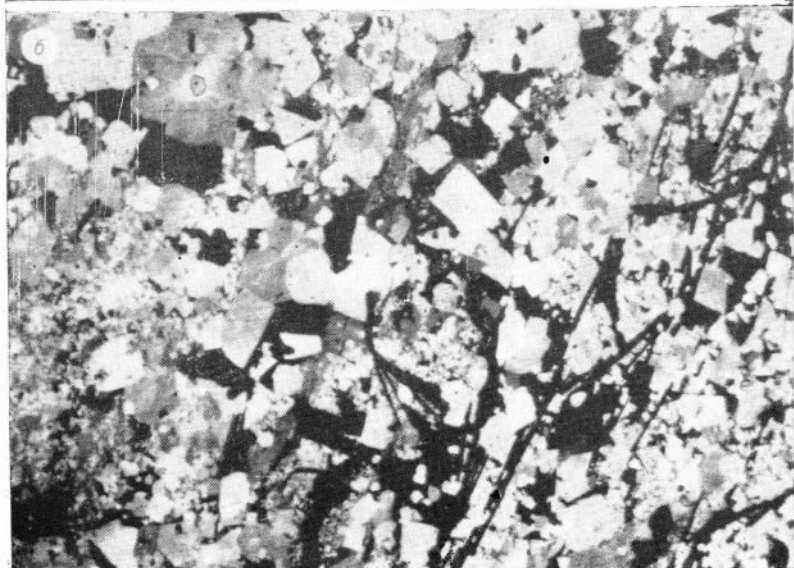
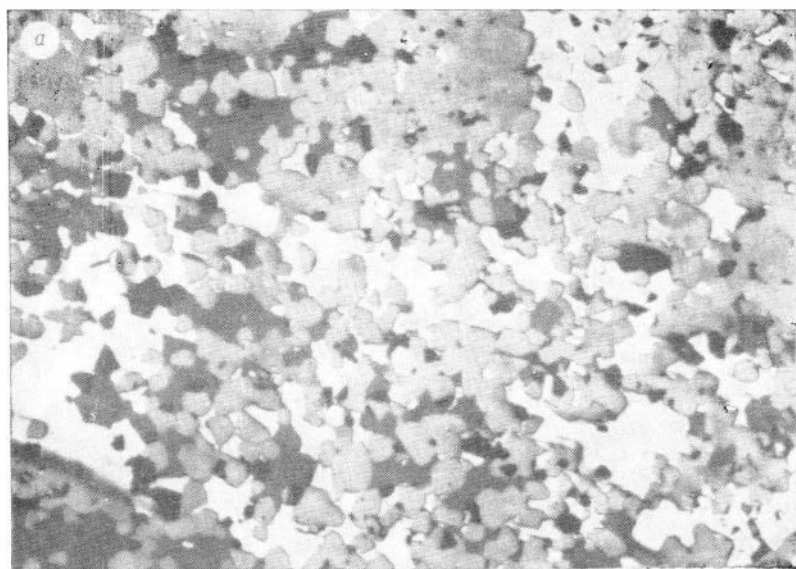
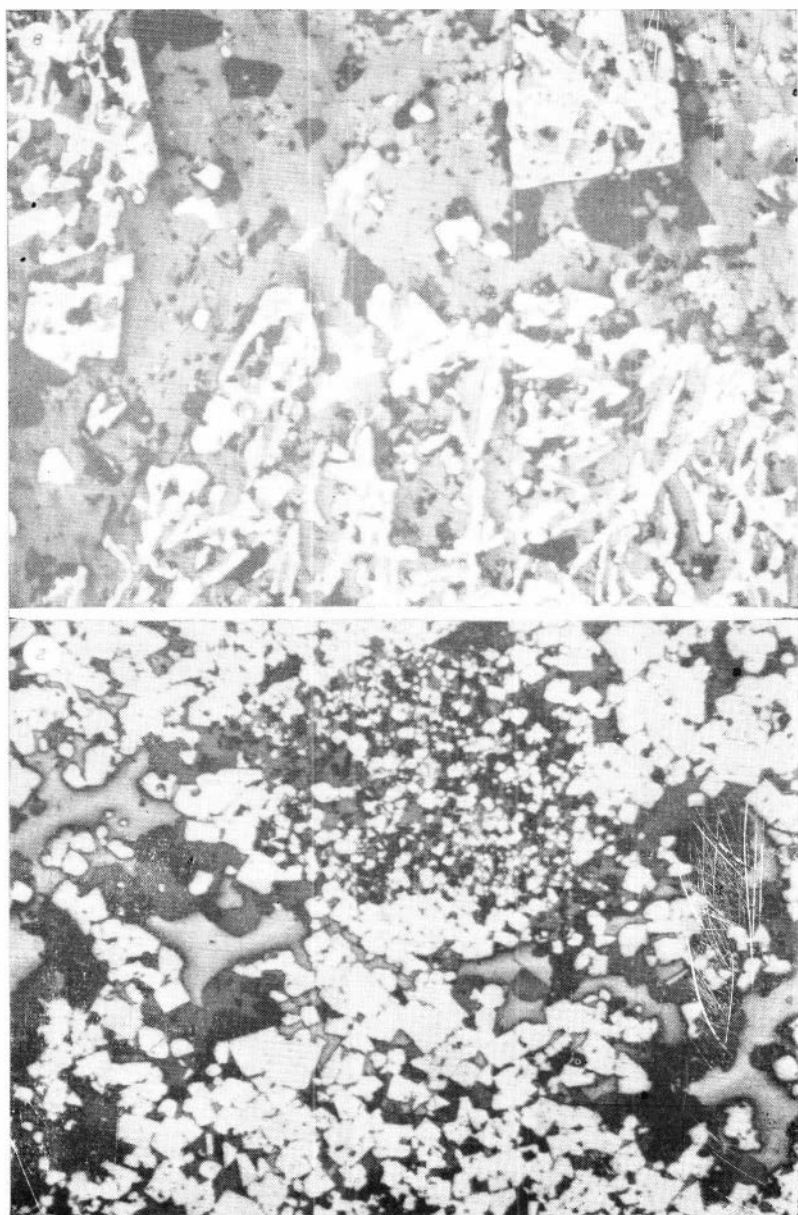
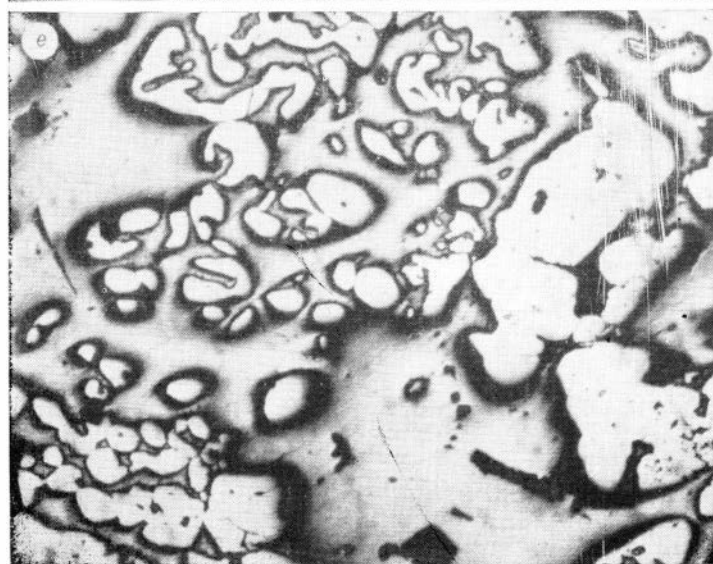
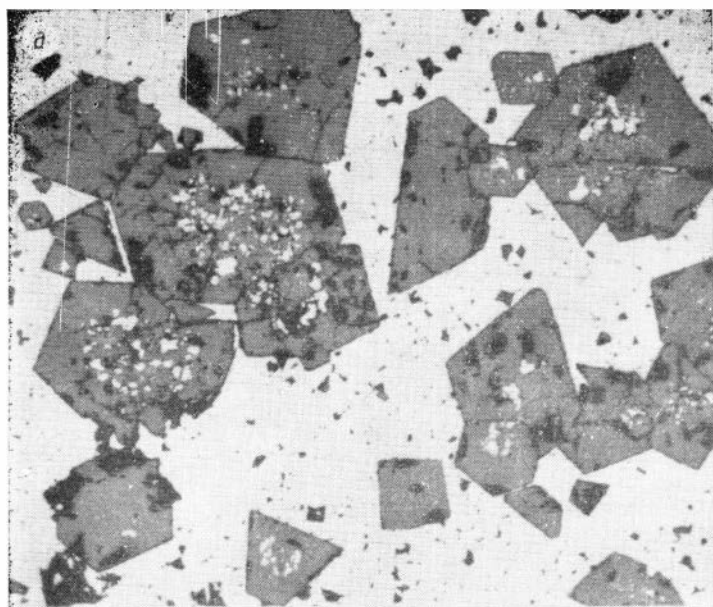


Рис. 6. Внедрение автомагматической брекчии риолит-дацитового порфира в слоистые туфо-карбонатные породы и образование приконтактной пиритовой оторочки. Натур. вел.







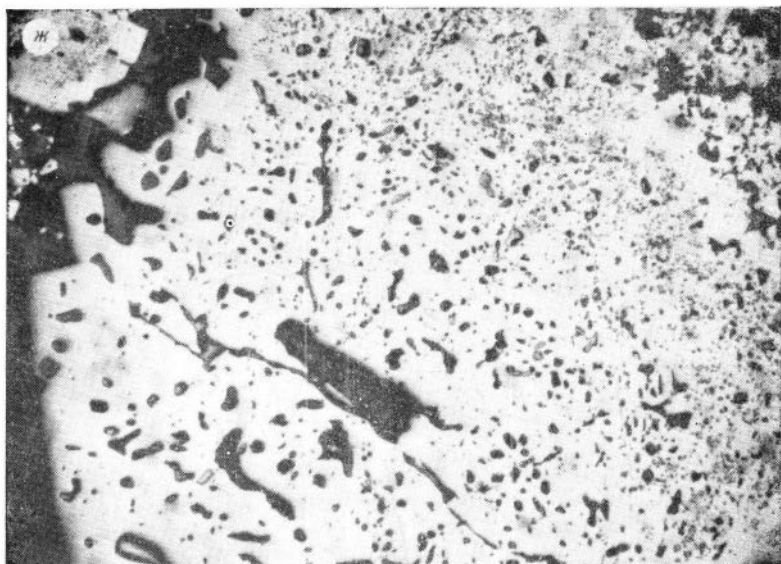


Рис. 7. Структуры контакто-метаморфизованных сульфидных руд.

а — идиоморфнобластический агрегат магнетита в сфалерит-галениновой руде. Полиров. шлиф., увел. 140; *б* — гетеробластовый агрегат пирита с порфиробластовыми выделениями мусковита. Полиров. шлиф. протравлено. Увел. 120; *в* — скелетные метакристаллы пирита в перекристаллизованной массе сфалерита с сылью тонкокристаллического магнетита. Полиров. шлиф. Увел. 160; *г* — оформление метакристалла магнетита (на месте тонкозернистого агрегата пирита) в перекристаллизованной галенит-сфалерит-пиритовой руде. Полиров. шлиф. Увел. 100; *д* — рост метакристаллов магнетита по пириту. Полиров. шлиф. Увел. 130; *е* — ситовидная структура метакристалла пирита с каплевидными включениями халькопирита, сфалерита, галенита и нерудных минералов. Полиров. шлиф. Увел. 70; *ж* — структура «корродирования», прорастания галенитом пирита в каемке оплавления обломка сульфидной руды в диабазе. Полиров. шлиф. Увел. 130.

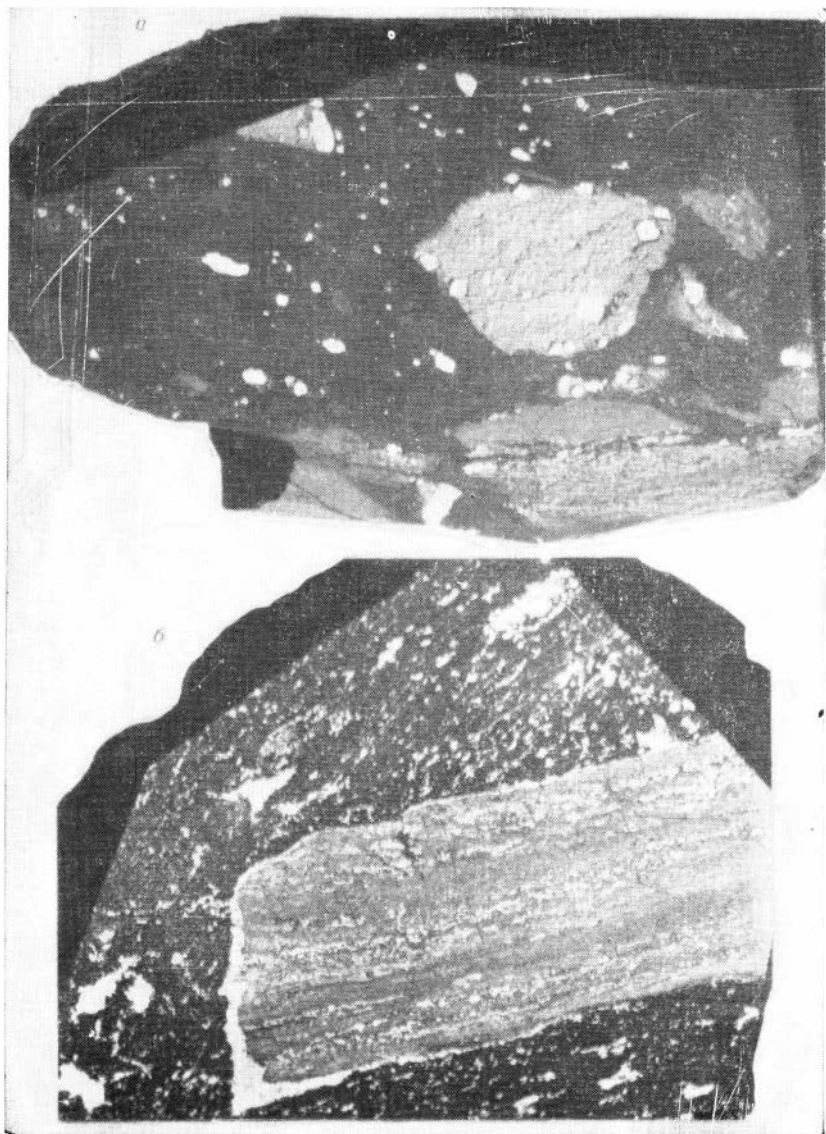


Рис. 8. Обломки руды в дайке хлоритизированного кварцевого диабазового порфирита.

а — колчеданная руда порфирового строения. Натур. вел.; *б* — колчеданно-полиметаллическая руда полосчатого строения с каемкой оглавления. Натур. вел.

Рисунки к статье В. Г. Пономарева
«О ПРИРОДЕ МАГНЕТИТА В ДЕВОНСКИХ
ВУЛКАНОГЕННЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУДАХ АЛТАЯ».

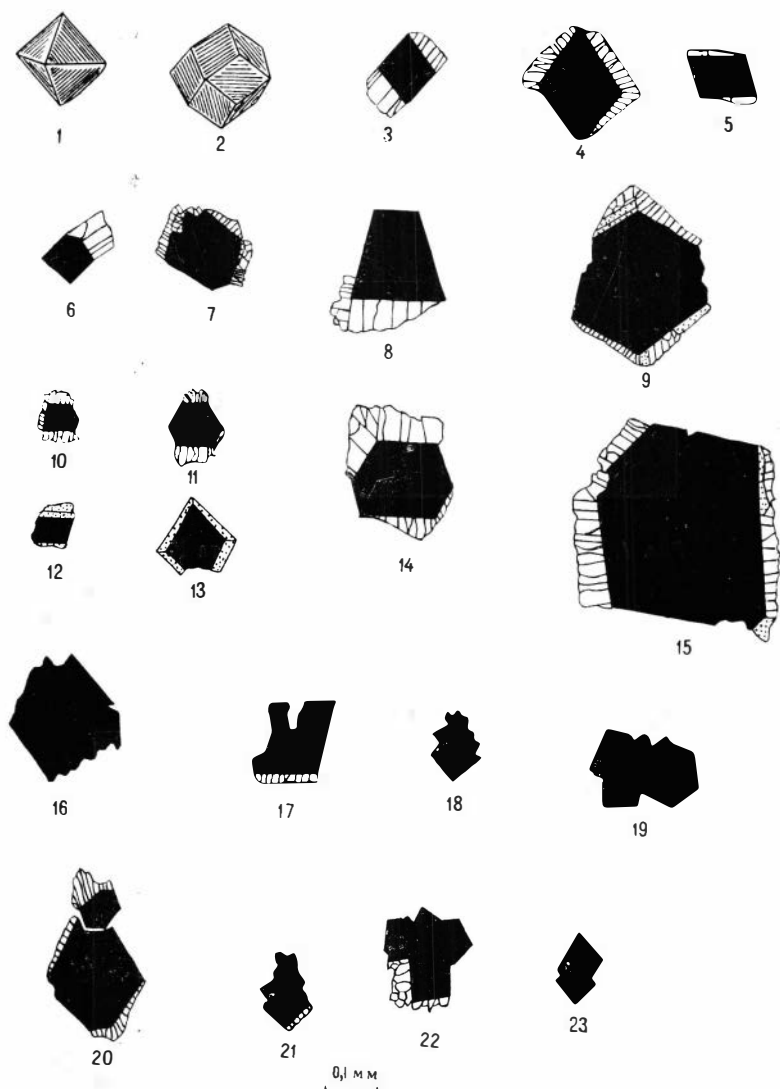


Рис. Магнетит вулканогенных железных руд Алтая.

1, 2 — форма зерен магнетита в искусственных шлихах; 3—15 — сечения зерен магнетита и кварцевых оторочек вокруг них в плоских шлифах (черное — магнетит, белое — кварц, с точками — слюды); 16, 17 — характер разбедания зерен магнетита роговиковым кварцем; 20 — угнетение реберных вершин магнетита в условиях стесненного совместного роста кристаллов; 18, 19, 21—23 — характер сростков магнетита.

**Рисунки к статье А. А. Пермякова
«КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЯ ГЕМАТИТА
КОРШУНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ».**

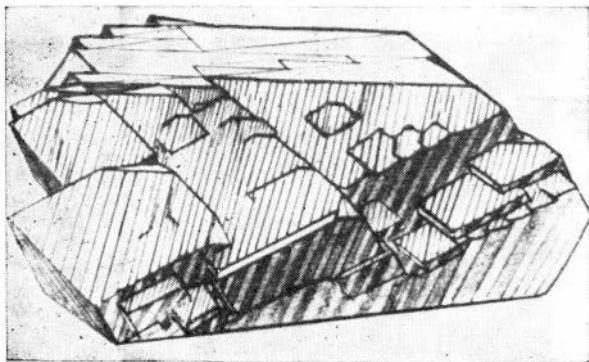


Рис. 1. Типичная форма кристаллов гематита Коршуновского месторождения. Увел. 3.

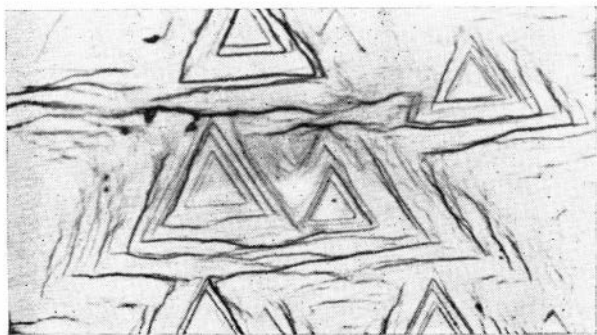


Рис. 2. Тригональные ступенчатые пирамиды роста на пинакондальных гранях гематита. Увел. 320.

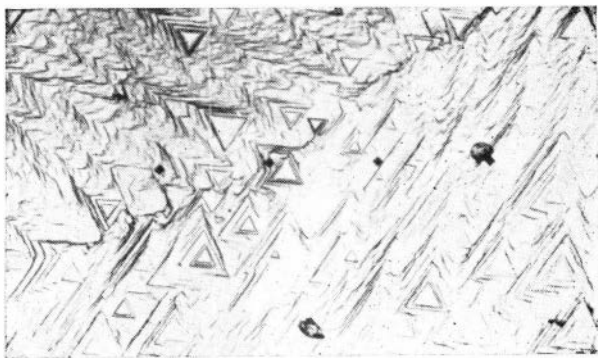


Рис. 3. Диаметально-противоположная ориентировка пирамид роста на сдвойникованных субиндивидах кристалла. Увел. 70.

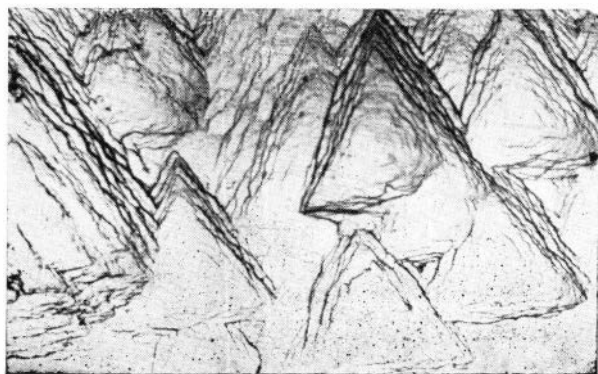


Рис. 4. Грубоволнистый рельеф краевых линий ступеней пирамид роста. Увел. 200.

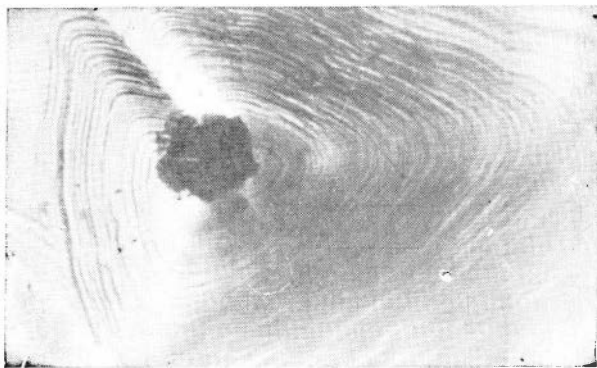


Рис. 5. Спиральный конус с включением хлорита на вершине. Увел. 100.

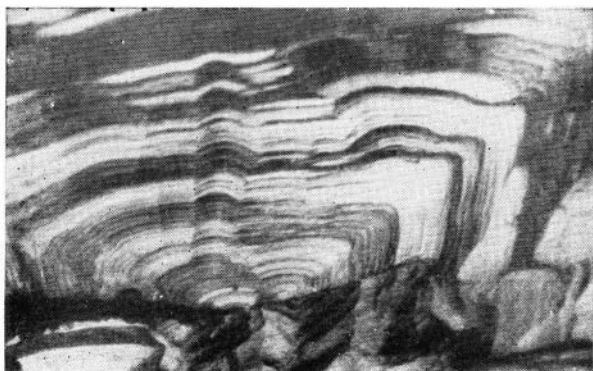


Рис. 6. Групповой спирально-волнистый узор от линейного источника винтовых дислокаций. Увел. 70.

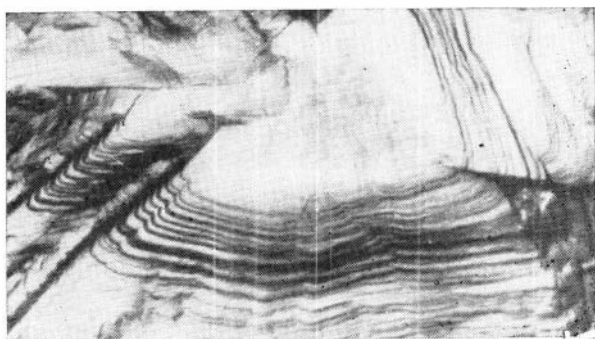


Рис. 7. Спиральный узор от группового источника винтовых дислокаций. Увел. 100.

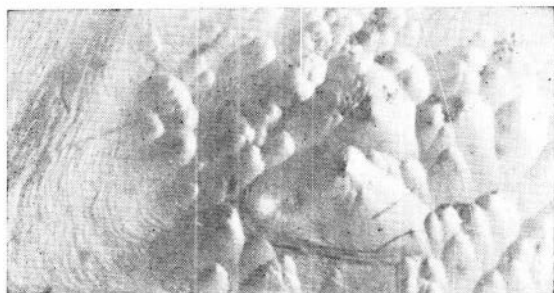


Рис. 8. Спиральные конусы на площадке тригональной пирамиды роста. Увел. 100.

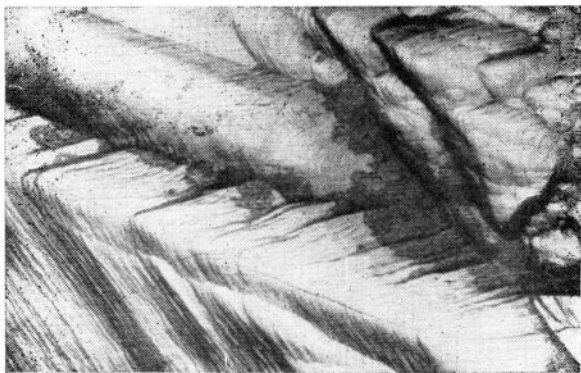


Рис. 9. Система параллельно расположенных спиральных ветвей. Увел. 70.



Рис. 10. Система виргирующих спиралей в участках с густым размещением источников винтовых дислокаций. Увел. 100.

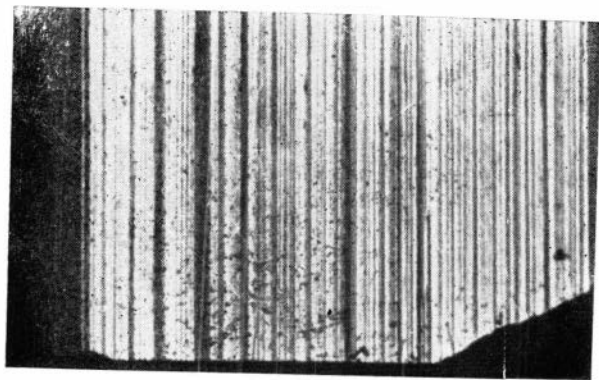


Рис. 11. Прямолинейная комбинационная штриховка ромбоэдрических грапей. Увел. 60.

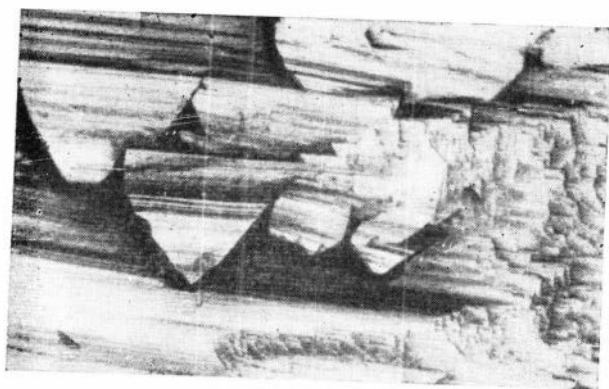


Рис. 12. Скульптура ромбоэдрических граней больших кристаллов. Увел. 60.

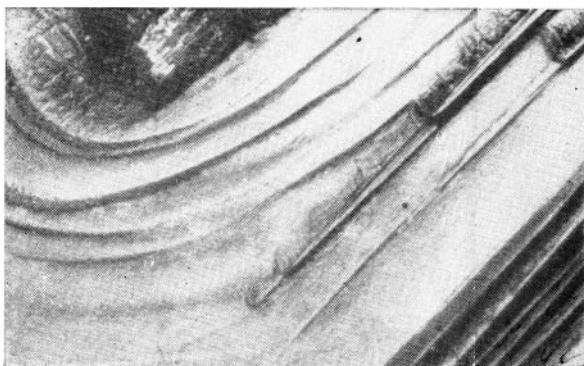


Рис. 13. Спирально-слонстая скульптура на грани ромбоэдра. Увел. 60.

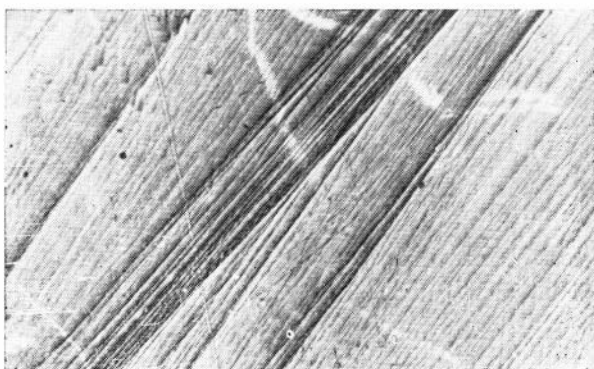


Рис. 14. Косая штриховка на поверхности граней скаленоздра. Увел. 40.

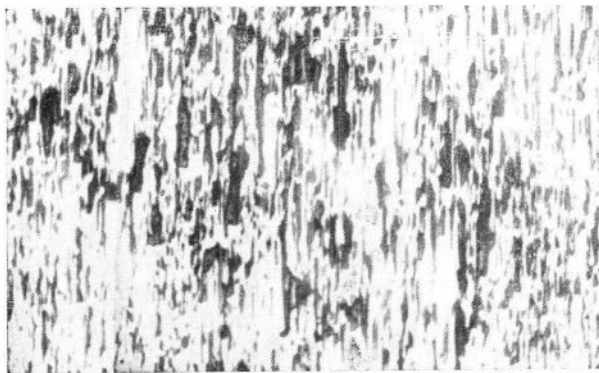


Рис. 15. Бороздчато-слоистая скульптура поверхности граней скаленоэдра крупных кристаллов. Увел. 100.

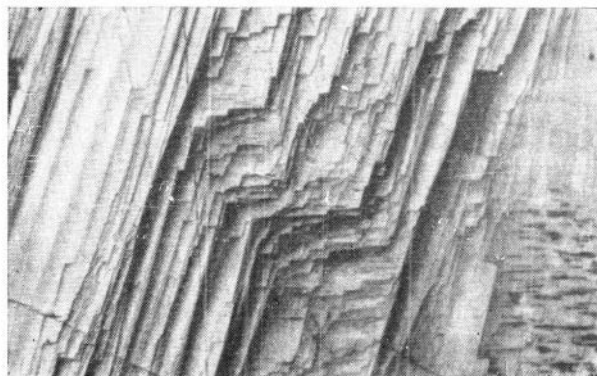


Рис. 16. Ступенчато-слоистая скульптура на границе граней ромбоэдра и скаленоэдра. Увел. 60.

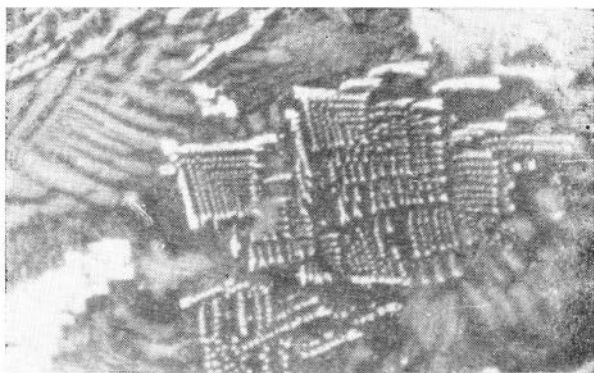


Рис. 17. Скелетный кристалл гематита в форме ромбоэдрического вершинника. Увел. 570.

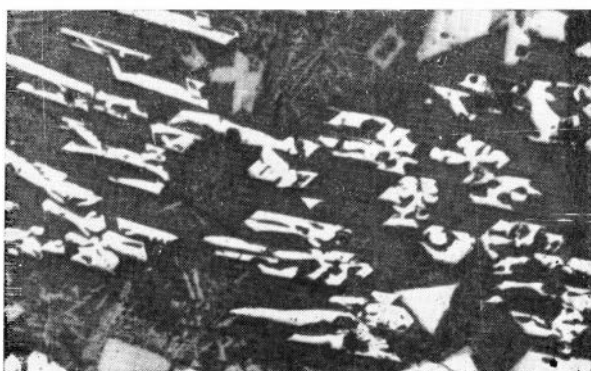


Рис. 18. Ромбоэдрическая гранная форма субиндивидов скелетного кристалла гематита. Увел. 340.

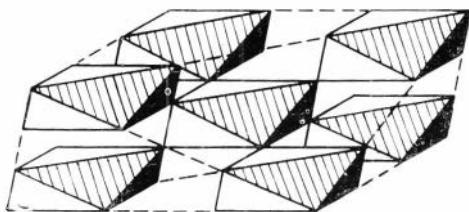


Рис. 19. Вершинный ромбоэдр гематита.

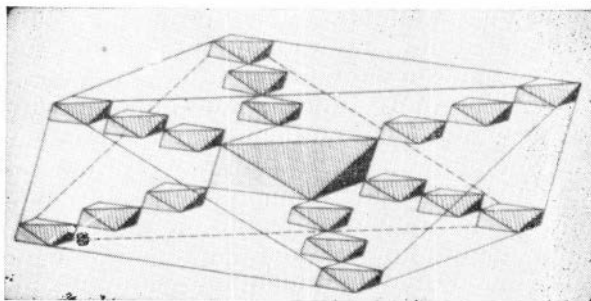


Рис. 20. Вершинная ромбоэдрическая форма роста гематита.

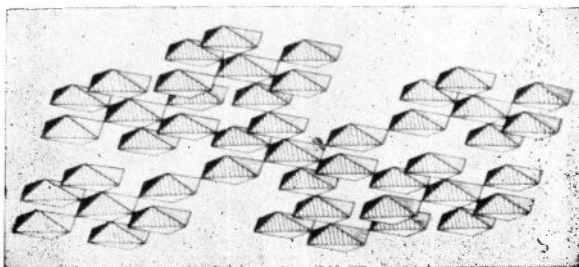


Рис. 21. Вершинно-скелетный кристалл гематита.



Рис. 22. Массивно-скелетный кристалл гематита. Увел. 100.

Рисунки к статье
А. М. Дымкина, А. А. Пермякова
«ШПИНЕЛЬ И МАГНЕЗИОФЕРРИТ
В МАГНЕТИТАХ ТЕЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ».

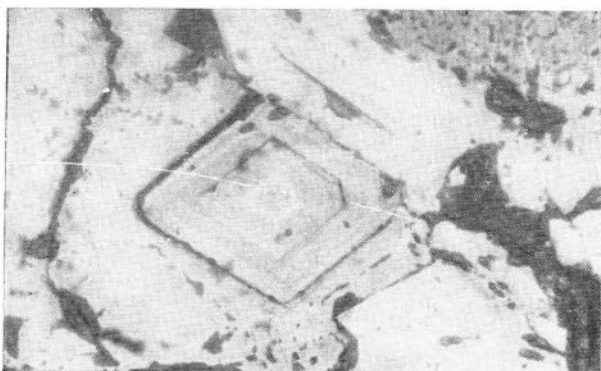


Рис. 1. Зональный кристалл магнетита. Отдельные зоны выделяются благодаря различию их окраски и отражательной способности. Полир. шл. Увел. 260.

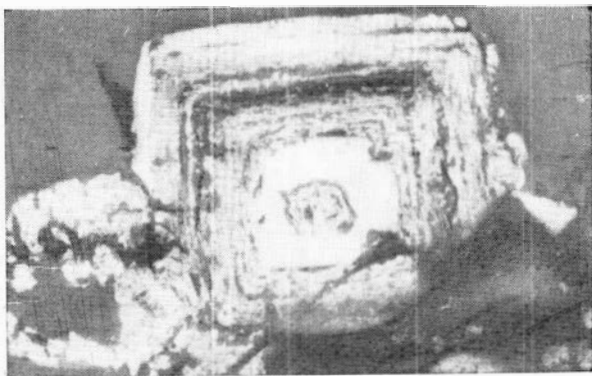


Рис. 2. Зоны разного по составу магнетита замещаются кальцитом и серпентином (чёрное). Полир. шл. Увел. 260.

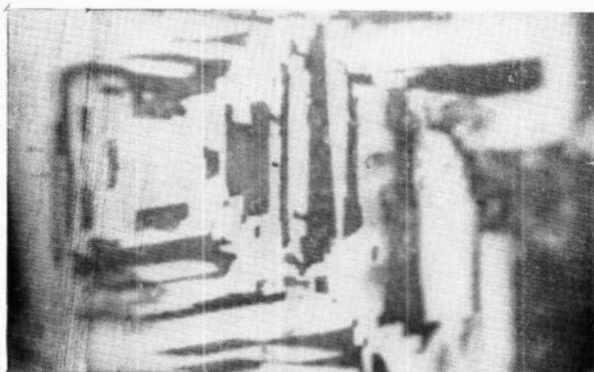


Рис. 3. Вершинно-реберный скелетный кристалл магнетита из карбонатно-магнетитовой руды. Полир. шл. Иммерсия. Увел. 1000.



Рис. 4. Реликты перекристаллизованного скелетного кристалла магнетита из серпентин-магнетитовой руды. Полир. шл. Иммерсия. Увел. 1300.

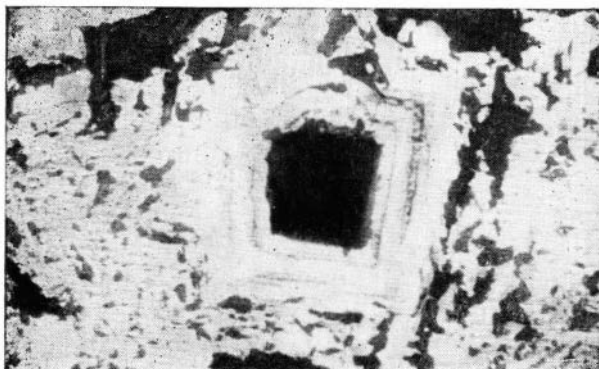


Рис. 5. Коробчатый скелетный кристалл магнетита с карбонатным ядром. Полир. шл. Увел. 440.

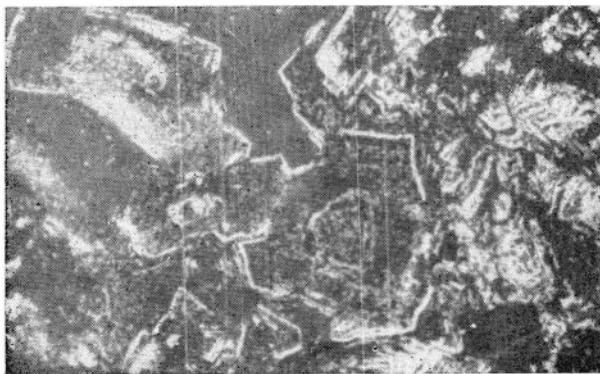


Рис. 6. Зонально-футлярные скелеты магнетита из карбонатно-магнетитовой руды. Полир. шл. Увел. 260.

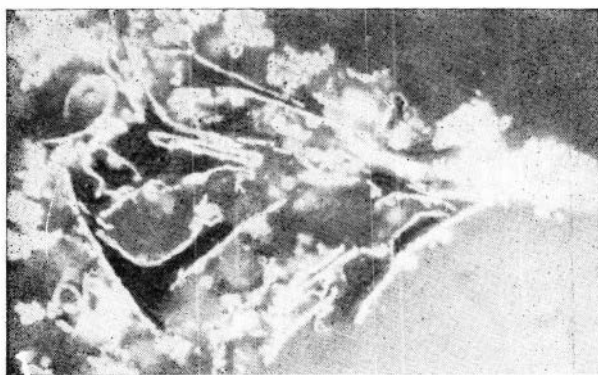


Рис. 7. Дендриты магнетита, выросшие в условиях ступенчатой кристаллизации. Полир. шл. Увел. 1300.

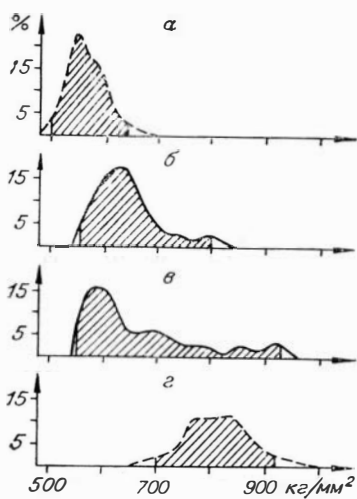


Рис. 8. График колебаний микротвердости магнетитов (штриховкой выделены 95%-ные доверительные интервалы).

a — контактово-метасоматические (скарновые) (по В. И. Снякову); *б* — серпентин-магнетитовые (Тей); *в* — карбонатно-магнетитовые (Тей); *г* — гидротермальные магно-магнетиты (по В. И. Снякову).

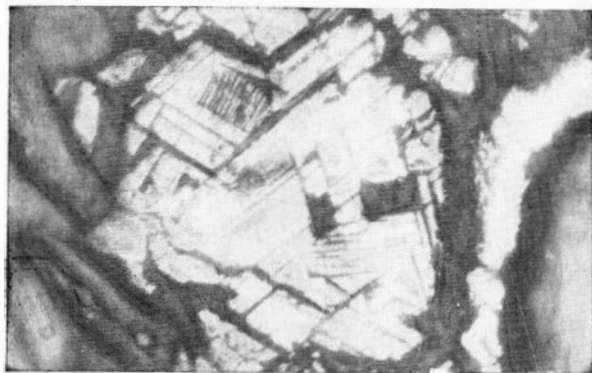


Рис. 9. Сетчатая структура магнетита (по доломиту).
Полир. шл. Увел. 230.

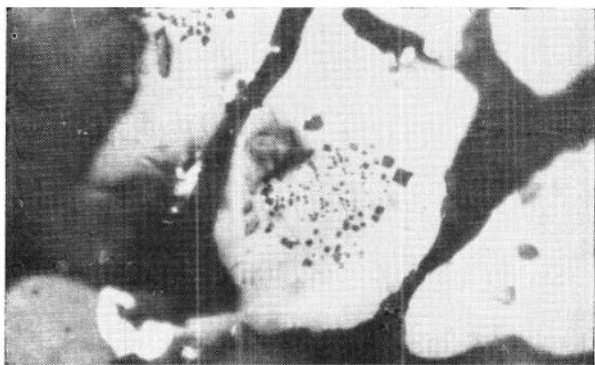


Рис. 10. Включения шпинели (черное) в магнетите. По-
лир. шл. Иммерсия. Увел. 1300.

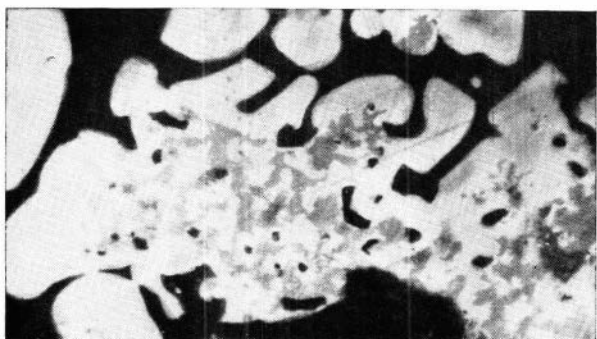


Рис. 11. Включения магнезновюститита (серое) в магне-
тите (белое). Полир. шл. Иммерсия. Увел. 1300.

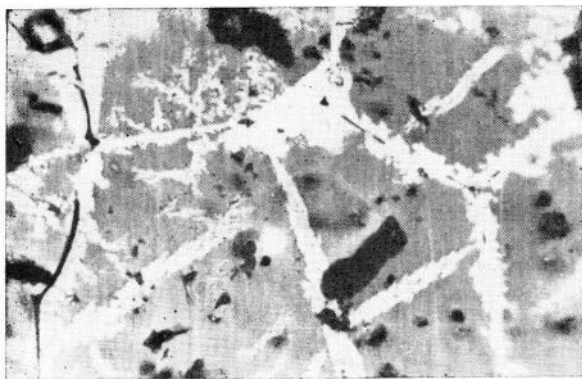


Рис. 12. Дендритные выделения магнетита (белое) в магнезиовюстите (серое). Полир. шл. Иммерсия. Увел. 1300.

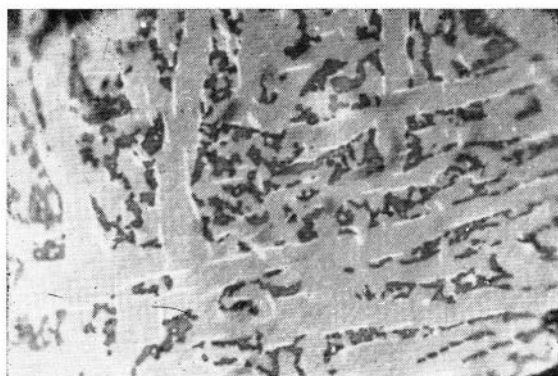


Рис. 13. Структура распада высокотемпературного твердого раствора. Серое — магнезиовюстит, темно-серое — шпинель, белое — магнетит. Полир. шл. Иммерсия. Увел. 1300.

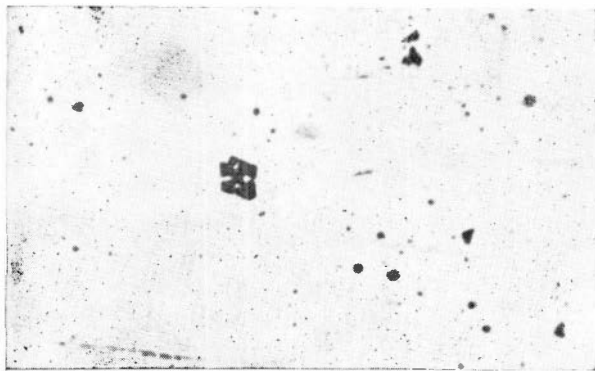


Рис. 14. Скелетные кристаллы шпиннели (черное) в металлическом железе (белое). Полир. шл. Иммерсия. Увел. 1300.

Рисунки к статье А. А. Пермякова

«О ФИГУРАХ ТРАВЛЕНИЯ МАГНЕТИТА».

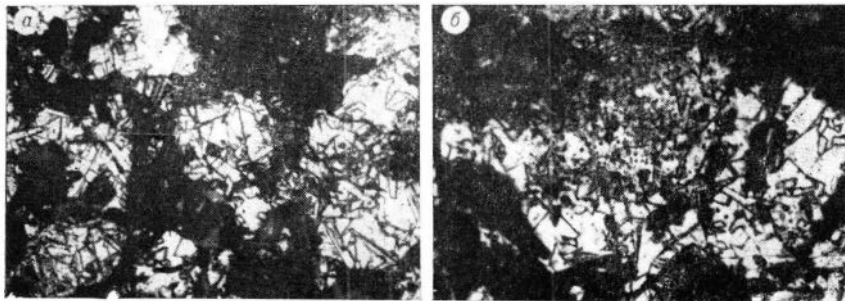


Рис. 1. Фигуры травления магнетита Шерегешевского месторождения. Аншлиф. (протрав. парами конц. HCl). Увел. 340.

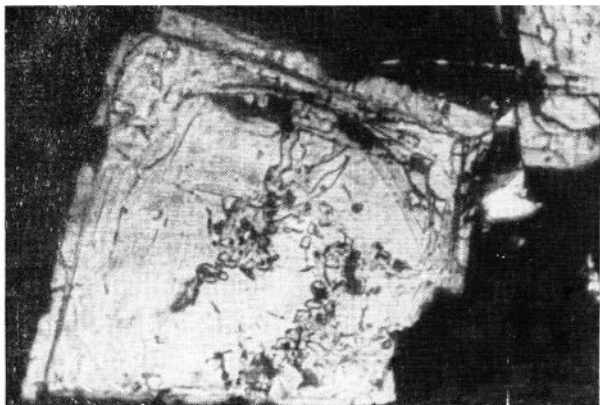


Рис. 2. Фигуры травления магнетита Абагасского месторождения. Аншлиф (протрав. конц. HF). Увел. 570.

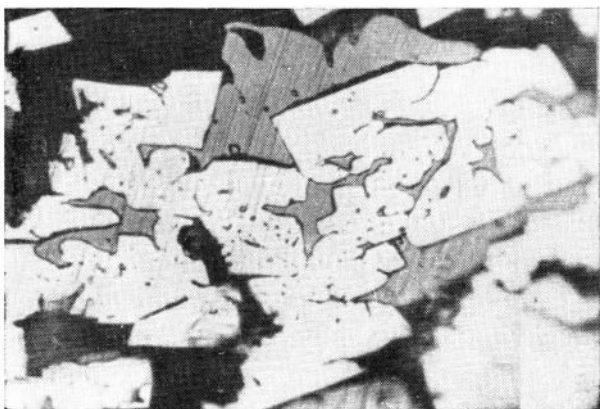


Рис. 3. Скелетные кристаллы гематита, развивающиеся по магнетиту при его окислении. Аншлиф, иммерсия. Увел. 1300.

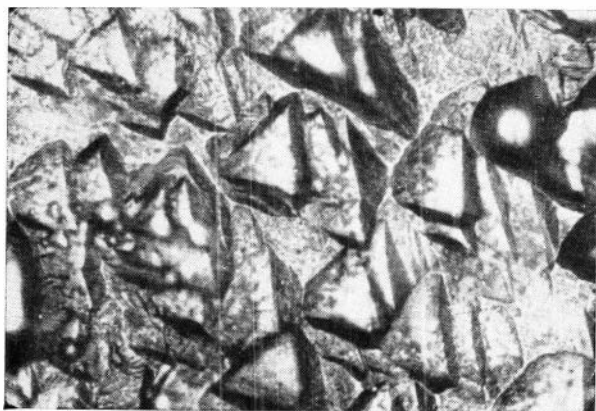


Рис. 4. Октаэдрические субиндивиды скелетного кристалла магнетита первой генерации, вытравленные из зерна магнетита конц. HF. Аншлиф, иммерсия. Увел. 1300.

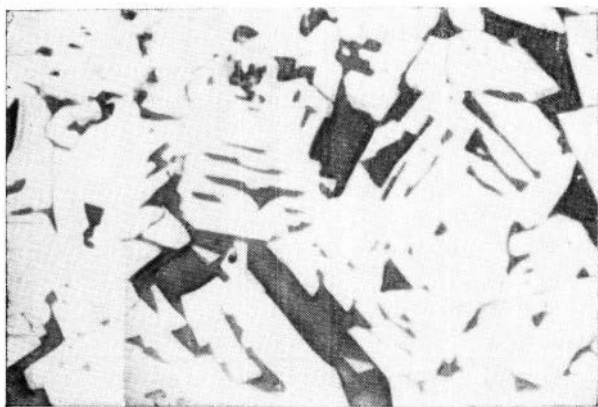


Рис. 5. Массивно-скелетные кристаллы магнетита до травления имеют однородную поверхность Аншлиф. Увел. 260.

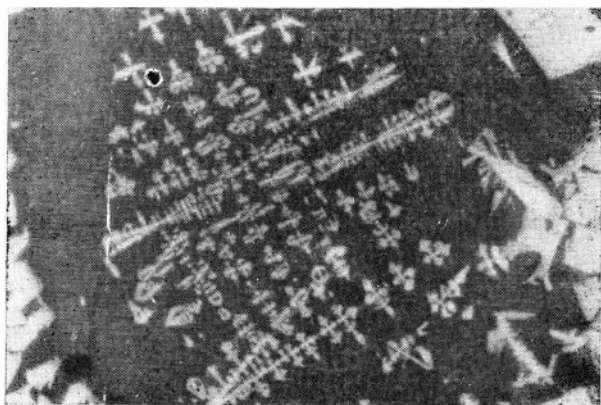


Рис. 6. Скелетные кристаллы магнетита (белое) и пироксена (серое). Черное — стекло. Аншлиф. Увел. 340.

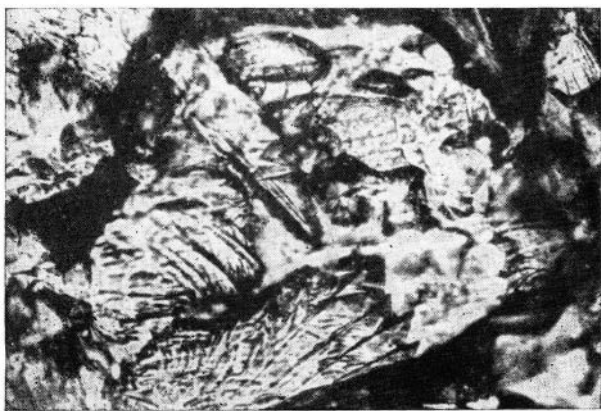


Рис. 7. Перистые фигуры травления высокоокисного манган-магнетита после размягчения. Аншлиф (протрав. конц. HF), иммерсия. Увел. 1300.

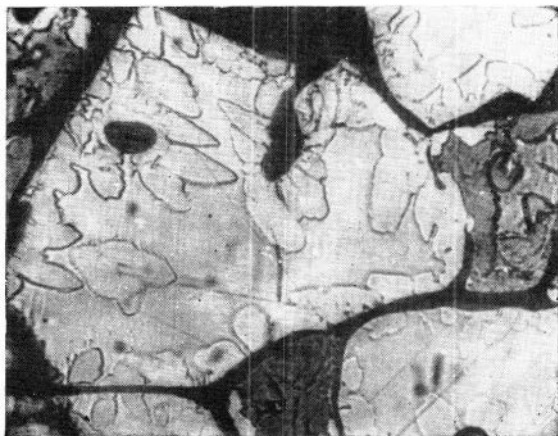


Рис. 8. Фигуры травления высокоокисного маган-
магнетита без термической обработки. Аншлиф
(протрав. конц. HF), иммерсия. Увел. 1300.

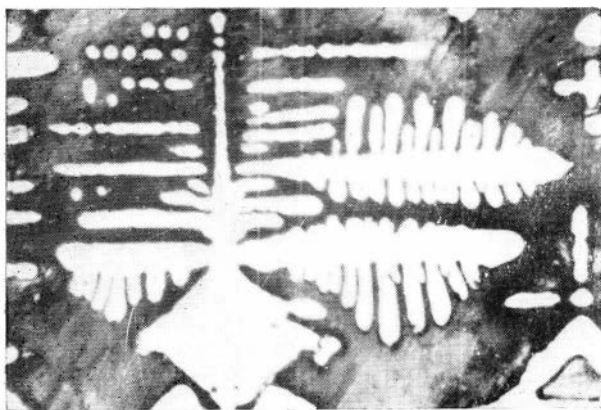


Рис. 9. Скелетный кристалл вюститизированного магне-
тита. Аншлиф, иммерсия. Увел. 1300.

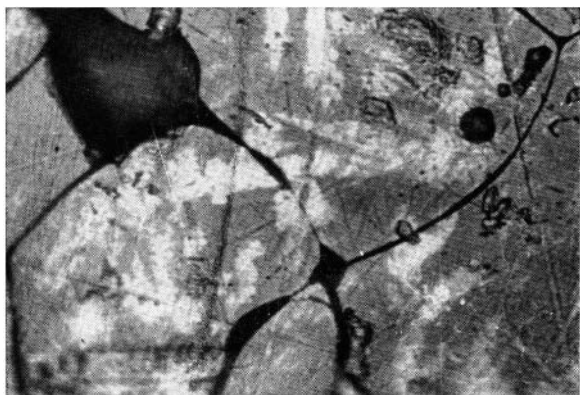


Рис. 10. Дендритные фигуры маггемита (белое) в магнетите (серое). Черное — стекло. Апплиф (протрав. конц. HF), иммерсия. Увел. 1300.

Особенности метаморфического преобразования магнетитовых руд в месторождениях гидросиликатного и скарнового типов. А. М. Дымкин, А. И. Васильева. «Локальный метаморфизм руд». Новосибирск, «Наука», 1975, с. 5—32.

На примере ряда месторождений Ангаро-Илимского района, Среднего Приангарья, Алтае-Саян и Тургая рассмотрены особенности перекристаллизации руд в связи с поздней гидротермальной деятельностью. Выявлена стадийность преобразования руд, особенно четко проявившаяся в месторождениях с широко развитыми коллоидными образованиями магнетита. Преобразование руд начинается с дифференциации сложного магнетит-серпентин-хлоритового вещества на рудную и силикатную составляющие. Далее идет процесс перераспределения рудно-силикатной массы внутри отдельных ритмов и зон, что вызывает существенную перестройку первичных текстур и изменение структурного рисунка. Третья стадия выражается в перекристаллизации зернистых агрегатов рудного вещества. Образуются неравномерно-зернистые, порфиробластические руды, в которых магнетит очищается не только от механических примесей — мелких включений хлорита и серпентина, но и от изоморфных примесей — магния, алюминия, титана.

Преобразование руд происходит без существенного привноса и выноса элементов и представляет собой тип локального метаморфизма.

Рис. 14, библ. 17.

УДК 552.122'16(571.151) : 553.311

Структурно-текстурные особенности претерпевших динамометаморфизованных железных руд. И. А. Калугин. «Локальный метаморфизм руд». Новосибирск, «Наука», 1975, с. 33—45.

Рассмотрены текстуры и структуры тектонического происхождения в железных рудах различного состава на Алтае. Гематитовые и магнетит-гематитовые (с кварцем, серпентитом, хлоритом и биотитом) руды, обычно сланцеватые, полосчатые и сплошные, с альпийскими жилками кварца и гематита. Структура их тонкозернистая, магнетит выделяется в идиобластах, сопровождающихся дворицами перекристаллизации кварца, хлорита и биотита. Магнетитовые руды с гидросиликатами характеризуются сплюснутым и отчасти будином рудных полос, поперечно- и диагонально-сростковыми микротекстурами, частой предпочтительной ориентировкой силикатов, идиоморфизмом магнетита. Карбонат-магнетитовые прослои в силикатном субстрате обладают резко выраженной линзовидностью, агрегаты магнетита довольно крупные, обычно раздробленные (кливаж-будином, по Г. В. Тохтуеву, 1967). В скарново-магнетитовых рудах развит будином нерудных прослоев, типичны гранобластовые тонкозернистые структуры. Наконец, в анатит-магнетитовых рудах чередуются полосы раздробленных и перекристаллизованных агрегатов. По отношению к рассланцеванию рассмотренные руды являются синтетектоническими, причем магнетит в большинстве случаев кристаллизуется на поздних этапах деформаций.

Рис. 6, таб. 2, библ. 24.

УДК 552.22/23 : 553.31

Преобразования магнетитовых руд и известковых скарнов в контактовых зонах послерудных интрузий Ирбы. М. П. Мазуров, М. П. Могилева, Л. А. Непейна. «Локальный метаморфизм руд». Новосибирск, «Наука», 1975, с. 45—57.

На примере Ирбинского рудного поля показано, что становление поздних интрузий приводит к значительным преобразованиям сформированных ранее магнетитовых руд и известковых скарнов, что выражается в усложнении минерального состава, структурно-текстурных особенностей и формы скарново-рудных залежей.

В прогрессивной стадии происходит грануляция и частичная ассимиляция захваченных магмой ксенолитов руды, а в экзоконтакте формируются пироксен-гранат-магнетитовые рогики. В раннеослемагматическую стадию на контакте с послерудной интрузией происходит перекристаллизация и повышение железистости пироксена и граната, а магнетит при этом приобретает повышенную микротвердость. Максимальные преобразования осуществляются в последующей стадии, когда вновь повторяется весь цикл ослемагматического минералообразования. В паргенезисе с магнетитом находится не хлорсодержащий гастингсит, а актинолит. Появляется обильная среднетемпературная минерализация, включающая эпидот, ортит, везувит, ильваит, бабingtonит и другие минералы. Рудные залежи регенерируются и приобретают сложную форму.

Рис. 5, табл. 2, библ. 15.

Контактовый метаморфизм руд на Озерном колчеданно-полиметаллическом месторождении. К. Р. Ковалев. «Локальный метаморфизм руд». Новосибирск, «Наука», 1975, с. 58—70.

В статье рассматриваются признаки контактового метаморфизма колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения в Западном Забайкалье. По генетическим особенностям оно относится к гидротермально-осадочному типу. Стратифицированные тела сульфидов и вмещающие нижнекембрийские вулканогенно-осадочные породы прорываются субвулканическими интрузиями кислого и основного состава и более поздними Т—І дайками сиенит-порфиров и долеритов. В экзоконтактовых зонах интрузий в первичных колчеданно-полиметаллических рудах происходят процессы регенерации сульфидов, существенного изменения минерального состава и текстурно-структурных особенностей руд. Наиболее интенсивные изменения происходят в рудах у нижнекембрийских силлов диабазовых порфиров и даек кварцевых диабазов и выражаются в хлоритизации и магнетитизации колчеданно-полиметаллических руд и хлоритизации вмещающих туфогенно-карбонатных пород.

Рис. 8, табл. 1, библ. 33.

О природе магнетита в девонских вулканогенных железных рудах Алтая. В. Г. Пономарев. «Локальный метаморфизм руд». Новосибирск, «Наука», 1975, с. 70—85.

Приведены данные по петрографии, минералогии, химическому составу магнетита и структурному взаимоотношению минералов в девонских вулканогенных железных рудах Алтая. Показано, что ассоциация гематит+магнетит является в тех разновидностях вулканогенных руд, для которых характерна относительно высокая степень перекристаллизации в условиях начальных стадий метаморфических преобразований фации зеленых сланцев (хлорит+мусковит+биотит). В структурном плане руды с магнетитом приурочены к зонам высокой скорости деформации и, по-видимому, относительно высоких локальных напряжений, вызывавших тонкое диспергирование первичного рудного минерала. Анализ фактических данных и их интерпретация позволяют сделать вывод о метаморфической природе магнетита, подтверждая аналогичные представления, высказанные в свое время А. С. Калугиным. Предполагается, что наиболее вероятным минералом, по которому развивался магнетит, являлся гематит.

Рис. 1, табл. 4, библ. 44.

Кристалломорфология гематита Коршуновского месторождения. А. А. Пермяков. «Локальный метаморфизм руд». Новосибирск, «Наука», 1975, с. 86—92.

Гематит присутствует как в массивных рудах, так и в жилах в виде друз вместе с хорошо образованными и довольно крупными кристаллами магнетита, кальцита, кварца и хлорита. В этой ассоциации гематит представлен кристаллами разнообразной формы. Наиболее развитыми и чаще всего встречаемыми являются: $c - \{0001\}$, $d - \{1012\}$, $\pi - \{1123\}$; реже обнаруживаются и менее развитые формы: $a - \{1120\}$, $e - \{1011\}$, $n - \{2243\}$ и $e - \{0112\}$.

Детальное исследование граней с. д. π позволило выявить ряд оригинальных структур. Так, на пинакоидальных гранях гематита установлено два морфологических типа структур: 1) тригональные многослойные пирамиды роста; 2) спиральные фигуры.

Установлено наложение дислокационного роста на скелетный, что приводит к макро- и микромозаично-блоковому строению кристаллов гематита.

Рис. 22, библ. 9.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Введение</i>	3
Особенности метаморфического преобразования магнетитовых руд в месторождениях гидросиликатного и скарнового типов. <i>А. М. Дымкин, А. И. Васильева</i>	5
Структурно-текстурные особенности динамометаморфизованных железных руд. <i>И. А. Калугин</i>	33
Преобразование магнетитовых руд и известковых скарнов в контактовых зонах послерудных интрузий Ирбы. <i>М. П. Мазуров, М. П. Могилева, Л. А. Непеина</i>	47
Контактный метаморфизм руд на Озерном колчеданно-полиметаллическом месторождении. <i>К. Р. Ковалев</i>	53
О природе магнетита в девонских вулканогенных железных рудах Алтая. <i>В. Г. Пономарев</i>	70
Кристалломорфология гематита Коршуновского месторождения. <i>А. А. Пермяков</i>	8
Шпинель и магнезиоферрит в магнетитах Тейского месторождения. <i>А. М. Дымкин, А. А. Пермяков</i>	9
О фигурах травления магнетита. <i>А. А. Пермяков</i>	9

ЛОКАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ РУД

Ответственный редактор
Дымкин Александр Михайлович

Редактор *Л. И. Замулло*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Е. Ф. Новиков*
Технический редактор *Н. М. Бурлаченко*
Корректоры *Р. К. Червова, К. Н. Сергеева*

Сдано в набор 22 ноября 1974 г. Подписано в печать 26 августа 1975 г. МН 01565.
Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типографская № 2. 6,75+3,5 печ. л. на мелованной бумаге
9,6 уч.-изд. л. Тираж 1200 экз. Заказ № 272. Цена 96 коп.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск. 99, Советская 18
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25

**Шпинель и магнезиоферрит в магнетитах Тейского месторождения.
А. М. Дымкин, А. А. Пермьяков. «Локальный метаморфизм
руд». Новосибирск, «Наука», 1975, с. 92—99.**

Установлено, что магнетиты Тейского месторождения неодинаковы. По оптическим свойствам выделено три его разновидности, различающиеся составом и количеством элементов-примесей. В рудах наряду с магнетитом широко распространён магномагнетит, образовавшийся в условиях повышенного химического потенциала кислорода, когда дефицит двухвалентного железа в решетке магнетита компенсируется вхождением магния. Изоморфизм этого элемента и Fe^{2+} подтверждается изучением агломератов из руд месторождения.

Кроме магния, при высоких температурах в решетку магнетита входит алюминий. Понижение температуры вызывает распад твердого раствора и выделение алюминия в виде шпинели.

Рис. 14, табл. 2, библи. 8.

УДК 549.731.1 : 548.54.

**О фигурах травления магнетита. А. А. Пермьяков. «Локальный
метаморфизм руд». Новосибирск, «Наука», 1975, с. 99—103.**

Детально описаны морфологические особенности фигур травления естественного и искусственного магнетита. Установлено, что одной из основных причин появления этих фигур является скелетная кристаллизация, которая может происходить либо из первичной жидкой среды, либо в твердом состоянии в процессе полиморфных и псевдоморфных превращений. Морфология фигур травления позволяет в известной мере воссоздать механизм и эволюцию физико-химических условий образования магнетита.

Рис. 10, библи. 6.