

1207
В. А. ВАХРУШЕВ

**ВОПРОСЫ МИНЕРАЛОГИИ,
ГЕОХИМИИ И ГЕНЕЗИСА
ЖЕЛЕЗНЫХ РУД
КОНДОМСКОГО РАЙОНА
ГОРНОЙ ШОРИИ**

(Западная Сибирь)

НОВОСИБИРСК

1959

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

В. А. ВАХРУШЕВ

ВОПРОСЫ МИНЕРАЛОГИИ,
ГЕОХИМИИ И ГЕНЕЗИСА
ЖЕЛЕЗНЫХ РУД
КОНДОМСКОГО РАЙОНА
ГОРНОЙ ШОРИИ

(Западная Сибирь)

Ответственный редактор

Г. Л. ПОСПЕЛОВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ АН СССР
НОВОСИБИРСК

1959

ПРЕДИСЛОВИЕ

В работе изложены главным образом результаты личных исследований автора по изучению минералого-геохимических особенностей первичных руд Кондомского района Горной Шории (Западная Сибирь) с учетом данных по этому вопросу предшествующих исследователей.

Основное внимание уделено детальному освещению вещественного состава и структурно-текстурных особенностей руд контактово-метасоматических железорудных месторождений района: Таштагольского, Шалымского, Шерегешевского и Кочуринского. Первые три эксплуатируются, а Кочуринское — разведывается.

Наряду с железорудными месторождениями полиметаллические руды Тургеневского месторождения и некоторых других более мелких рудопроявлений.

В работе в той или иной мере рассматривается ряд общих вопросов, касающихся минералого-геохимической зональности, генезиса руд и, в частности, генетических связей оруденения с интрузиями.

Не все месторождения освещены достаточно детально. Это связано прежде всего со степенью их разведанности и отчасти доступности керна буровых материалов. Слабее, например, изучены полиметаллические руды Тургеневского месторождения, которое в 1955 году и во время сбора материалов находилось в начальной стадии разведки. Однако ограничиться здесь изложением материала только о железорудных месторождениях мы не сочли целесообразным. С одной стороны, это сделало бы практически невозможным рассмотрение вопросов, касающихся металлогении района в целом, с другой — сильно затруднило бы расшифровку и в собственно железорудных месторождениях.

Химические анализы горных пород и минералов преимущественно были выполнены в аналитической лаборатории Химико-металлургического института горного дела. Спектральные и рентгеновские анализы производились в лаборатории абсолютного возраста Института геологии и геофизики Сибирского отделения Академии наук СССР.

В период полевых исследований автору большую помощь оказали многие геологи-производственники, особенно В. Я. Борисенко, Ю. В. Рождественский и Г. И. Спандерашвили. При проведении различного рода анализов автору постоянно содействовали Ф. А. Барышников, В. М. Кляровский, С. С. Лапин и И. В. Новик. Многочисленные частью выполнены Ю. Н. Безродной.

При подготовке рукописи к печати много ценных замечаний было сделано членом-корреспондентом АН СССР В. А. Кузнецовым, профессором доктором Л. Н. Овчинниковым и старшим
емя случаем выразить глубокую благодарность всем этим товарищам.

ГЛАВА I

КРАТКИЙ ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ ПО МИНЕРАЛОГИИ И ГЕНЕЗИСУ РУД

Исследований, посвященных вопросам состава и генезиса руд и рудовмещающих пород Кондомского района, немного. Первым такого рода исследованием является небольшая по объему работа М. А. Кашкая (1934). В ней даны очень краткие сведения по минералогии руд и скарнов Кондомской группы и высказаны некоторые соображения о их метаморфизме под воздействием Мустагской интрузии гранитов. Следует также отметить работу Н. А. Батова (1935), в которой достаточно подробно для того времени рассматривается геологическое строение, вещественный состав и генезис железорудных месторождений Кондомской группы. По мнению этого исследователя, все железорудные месторождения района генетически связаны не с сиенитами, как это принято считать в настоящее время, а с гранитами Мустагского массива.

В более поздний период изучением минералогии руд и скарнов, вопросами интрузиями исследований в ряде опубликованных в печати статей (Н. Г. Сумин, 1950, 1953, 1954; В. Г. Корель, 1953, 1956, 1957).

Генезис месторождений генезиса ях Г. Л. Поспелова (1954, 1955) и С. С. Лапина (1954), а также в фондовых работах, среди которых особое место по объему и содержанию занимает монография: «Геология Таш-

тагольского железорудного поля и перспективы Таштагольского железорудного месторождения в Горной Шории», написанная Г. Л. Пospelовым в соавторстве с С. С. Лапиным, В. Г. Корелем и А. Г. Володиным (1950).

Зональность оруденения в пределах Кондомской скарновых месторождений, помимо высказываний вопросу Н. А. Батова, Г. Л. Пospelова, В. Г. Кореля и др., наиболее подробно рассматривается

Некоторые материалы по петрогенезису горных она, минералогии и метаморфизму руд и околорудных пород опубликованы В. А. Вахрушевым 1956 ¹⁻⁴, 1957, 1958).

В заключение следует упомянуть, зи контактово-метасоматических железорудных месторождений с интрузиями да других исследователей. Так, П. И. Лебедев (1934, 1935) в результате петрографо-геохимических исследований районов железорудных месторождений Кузнецкого Алатау указы на генетически первичную приуроченность концентрации железа к основным интрузиям затем и для

домской группы. В последнее время этот вопрос детально рассматривается Ю. А. Кузнецовым (1955), который предлагает различать бетта- и гамма-сиениты. Первые из них, по классификации Ю. А. Кузнецова, являются производными основной базальтовой магмы, вторые — кислой гранитной магмы. Он считает, что большинство контактовых железорудных месторождений вообще, и в Горной Шории в частности, генетически связаны с бетта-сиенитами или другими производными базальтовой магмы.

Более детально о взглядах тех или иных исследователей на вопросы, затраг но в соответствующих разделах.

ГЛАВА 2

ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИИ РАЙОНА

Основу геологического строения района составляет сложный комплекс древних эффузивных, разделяемых большинством исследователей на две толщи. Стратиграфически нижняя толща представлена туфопесчаниками, конгломератовидными песчаниками, агломератовыми туфами, туфосланцами, порфирами и т. п. В большинстве мест она интенсивно метаморфизована до состояния сланцев и различного рода порфириидов и порфир. Первичная природа составляющих ее горных пород нередко с большим трудом поддается расшифровке. Среди этой толщи встречаются линзы и прослои (и участками мергелей), достигающие в районах Кочуринского и Шерегешевского месторождений значительной мощности (до 100 м и, возможно, более).

Верхняя толща состоит главным образом из кератофиров, диабазов и различных туфогенных и кластических пород с редкими линзами мраморов и мергелей. В ее пределах встречаются переслаивающиеся с кератофирами и их туфами габбро-порфириты, которые местами, вероятно, образуют и обособленные секущие тела. Верхняя толща, в отличие от нижней, большей частью массивна.

Лодинным и некоторыми другими она принимается за аналог так называемой печеркинской формации (средний кембрий).

В районе Таштагола в основании верхней толщи отмечают туфоконгломераты с галькой порфиритов, фельзитов, песчаников, известняков и т. п., которые К. В. Радугиным (1947),

А. Г. Володиным (1952) и рядом других сятся к базальным конгломератам. По мнению Г. Л. Поспелова (1950), таштагольские конгломераты представляют лишь один из многих следов локального размыва островной вулканической страны, и, может быть, не следует слишком резко расчленять комплекс горных пород.

Интрузивные породы стаг-Сарлыкского плутона, мелкими массивами и штокообразными телами сиенит а также разнообразными жильными образованиями диоритов, диабазов, сиенит-аплитов, пегматит-аплитов, фиритов и т. л.

Из сиенитовых массивов наибольшими на дневную поверхность обладает Кубесский, а затем Шалымский. В пределах Таштагольского месторождения сиенитовая интрузия проявляется только в виде мелких акмолиитообразных тел.

Сиениты района в целом неоднородны по составу и структуре. По данным предшествующих авторов наших исследований основными пороодообразующими минералами сиенитов являются калиевый полевой шпат (обычно пертит), составляющий иногда до 90—95% от всей массы породы, и альбит. Содержание последнего колеблется в пределах от 0 до 50% и более. Затем по степени распространенности в неизмененных

и темноцветные минералы — роговая обманка и биотит. Содержание кварца обычно незначительное (3—5%), повышающееся в некоторых случаях, как, например, в сиенитах Шалымского массива, до 8—10%. В последнем случае эти породы могут быть отнесены к кварцевым сиенитам или граносиенитам.

циркон, а из рудных — магнетит и пирит. В тех или иных количествах почти постоянно присутствуют мусковит (цит), хлорит, эпидот, кальцит и некоторые другие вторичные продукты, особенно развивающиеся по темноцветным компонентам.

Под микроскопом структура сиенитов чаще всего гипидиоморфнозернистая. Встречаются сиениты и порфиоровидные. Последняя наиболее характерна Шалымского месторождения. В пределах последнего в течение ряда лет нами проводилось систематическое изучение керна разведочных скважин, пройденных по сиенитам. Оно показа-

ло, что на сравнительно (1—3 м) наблюдаются совершенно постепенные взаимопереходы, с одной стороны, между средне- (и крупно-) зернистыми сиенитами, с другой, между равномернозернистыми и порфировидными их разностями (скв. № 213, 215, 217, 218, 222 и ряд других).

Наиболее неоднородны по составу породы Таштагольского массива, в котором выделяются сиениты, кварцевые сиениты, сиенит-порфиры, микросиениты и микросиенит-порфиры. Последние три типа горных пород преимущественно наблюдаются в виде жильных проявлений. Здесь помимо обычной гипидиоморфнозернистой широко развиты аплитовые, трахитовые, бостонитовые и сферолитовые структуры, к

встречаются в сиенитах Шалымского и Кубесского массивов. В пределах самого южного Кочуринского месторождения сиениты на дневную поверхность не выходят и пока в единичных случаях скважинами разведочного бурения вскрыты на глубине в виде дайкообразных тел и тонких апофиз среди метаморфических сланцев. Они по составу и структуре очень похожи на микросиенит-порфиры и обладают также бостонитовой структурой.

Муста

ной формы длиной в 35 км, шириной в 7—10 км, которое вытянуто в северо-восточном направлении в соответствии с пликативной структурой вмещающих его свит. Последние в юго-западной приконтактовой части массива преимущественно представлены карбонатными отложениями протерозоя и мунжинской свитой основных эффузивных пород нижнего рия. Этот плутон окаймляется рядом более мелких гранитных массивов, наиболее крупным из которых является Сарлыкский, расположенный в северной части района.

В составе плутона преобладают крупнозернистые биотитовые граниты, в юго-западных частях

ности горных пород (диориты, гранодиориты). Возраст сиенитов, с которыми тесно ассоциируют железорудные месторождения, большинством исследователей принимается как кембрийский (Н. А. Батов, 1935; К. В. Радугин, 1947; А. Г. Володин, 1956 и др.), вместе с тем ряд геологов его поднимают до девона (А. С. Мухин, Л. А. Додин).

Точно также среди исследователей нет единого мнения относительно возраста гранитов гор Мустаг и Сарлык. Исходя

из представлений о том, что все промышленно-тово-метасоматические

Сибири связаны с бесского) воз

(1932), М. А. Усов (1936), Н. А. Батов (1935), А. С. Мухин (1948), А. Л. Додин (1956) и некоторые другие считают возраст мустагских гранитов девонским. Однако, это мнение не разделялось дугиным (1940), которые высказались предположительно варис

дугин (1947) изменил свою точку зрения и стал приписывать гранитам

брийского возраста гранитов выступил также А. С. Калугин (1948), а в последнее время — А. Г. Володин (1956). В пользу кем

то обстоятельство, что в бассейне р. Викторьевка толща ордовика не несет следов контактового метаморфизма со стороны гранитной интрузии. Однако здесь же он подчеркивает, что стратиграфические взаимоотношения толщи ордовика с гранитами ему наблюдать не удалось.

В настоящее время можно считать доказанным, что граниты Са

лее молодыми

производные в районе Шерегеша резко секут скарново-магнетитовые тела и произ

сиенитов и вмещающих их пород, так вых образова

гих данных

ниже, мы присоединяемся к мнению тех исследователей, которые относят гранитные массы к раннему ордовику.

В тектоническом отношении Кондомский железорудный район, по В. А. Кузнецову (1954) и Г. Л. Поспелову

(1956), лежит в зоне длительно ра

разлома, который явл

янской складчатой области глуб

ностью свыше 800 км. Как следствие этого здесь имеются проявления ра

же разновозрастные проявления

в целом эта зона прио

ного геохимическо

Следствием тектонических движений является мощная зона интенсивной расщепленности, тектон

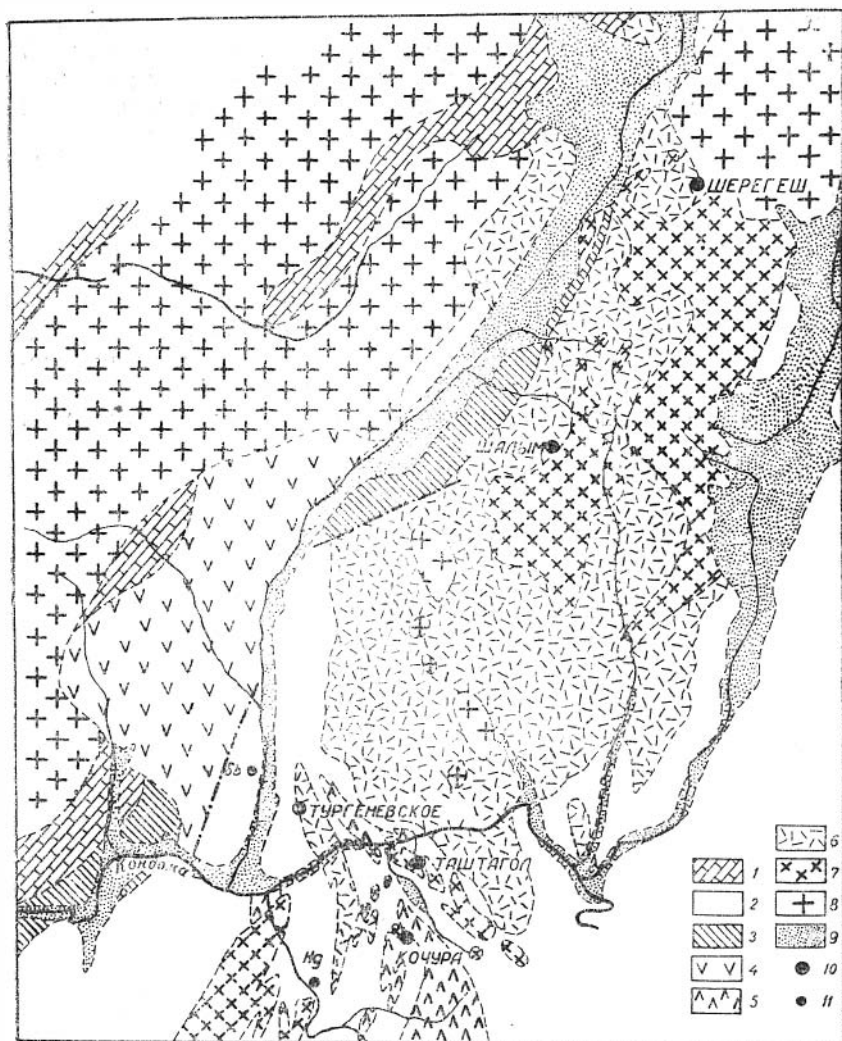


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кондомского района по данным Г. Л. Поспелова, К. В. Радугина, А. Г. Володина и др.

Условные обозначения: 1 — карбонатные толщи кембрий-протерозоя; 2 — эффузивно-осадочная метаморфизованная толща (Ст₁-А); 3 — силлилиты кембрий-протерозоя; 4 — Мунжикские диабазы (кембрий-протерозой); 5 — порфириты; 6 — эффузивно-осадочные породы, преимущественно представленные кератофирами, ортофирами, туфами и т. п.; 7 — сенииты, кварцевые сенииты, сениит-порфиры (Ст₂-А); 8 — граниты; 9 — четвертичные отложения; 10 — месторождения; 11 — рудопроявления.

сметений, милонитизации резко проявленная в южной части района. В пределах этой зоны эффузивно-осадочные фические сланцы, порфиroidы, порфиритоиды и т. п., среди которых расположены Таштагольское, Кочуринское и Тургеневское месторождения, в то время как Шерегеш находится в более массивных толщах.

Сиениты, появившись в подавляющем большинстве случаев являются массивным чуринском месторождениях кое-где несут отчетливые следы рассланцовки и дробления. Точно также явления рассланцовки и катак ний локально выражены и в скарново-рудных телах.

Схематическая геологическая карта района приведена на рис. 1.

ГЛАВА 3

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЙОНА

Общая геологическая характеристика месторождений Кондомского района имеется в работах многих предшествовавших исследователей. В частности, описанию железорудных месторождений посвящены статьи Ю. В. Рождественского (Шерегеш), М. Г. Русанова (Шалым) и Э. А. Язбутис (Таштагол и Кочура), вошедшие в состав монографии «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», т. I, 1959. В связи с этим здесь приводятся лишь основные сведения о месторождениях, необходимые для уяснения последующих специальных разделов нашей работы.

Шерегешевское месторождение является самым северным из всех железорудных месторождений Кондомской группы. Оно располагается в верхней части массива, представленной здесь кератофирами, туфами, порфиритами, мраморами и т. п. Простирается толща ВЮВ с падением на ЮЗ под углом 30—60°. Эта толща прорывается сиенитами Кубесского массива, к северо-западной части приурочены рудные участки месторождения. В свою очередь сиениты и генетически связанные с ними скарново-магматические тела месторождения прорываются и участками метаморфизуются гранитами.

Контактовый метаморфизм проявляется неравномерно, не образуя сплошного поля месторождения. Он наиболее интенсивно проявлен на Главном и особенно Восточном участках, распола-

гающих
Сарлыкского
в явлениях перекр
контактово-метаморфических
В. А. Вахрушев, 1956). Комплекс метаморф
лов, развитых в скарново-рудных образованиях и в породах
вмещающей их эффузивно-осадочно
отвечает высокотемпературно
морфизм
плекса эффузивно
плотные ороговикованные
козернистой гранобластовой структурой. Следует особо
черкнуть, что ороговикованию подвергаются не только породы
эффузивно
сиениты. При микроскопическом изучении прослеживаются
все стадии
ные контактовые роговики. Роговики преимущественно имеют
биотит-альбитовый, биотит-микролин-альбитовый, биотит-
кварц-альбитовый составы. Из других минералов в роговиках
встречаются амфибол,

Рудное поле место
ков: Гла

Восточный. К настоящему времени в пределах этих уча
суммарно насчитывается 29 рудных тел и ряд обособлен-
ных сравнительно небольших рудных линз. Основная масса
руд заключена в Главном, Болотном и Втором Рудном
участках.

По данным разведочных работ рудные тела группируются
в рудные зоны, которые обычно представляют собою серию
удлиненных, нередко сливающихся линзообразных
образных рудных залежей, выклинив
и падению и затем вновь появляющихся.

Для многих рудных залежей хар
магнетита со скарн
ванными вмещающими породами.

Основными рудолокализирующими структурами
следующие:

1. Первичные структуры эффузивно-оса
включающие в себя благоприятные для оруденения горизонты
карбонатных пород;
 2. Трещинные зоны дробления и скалывания дорудные;
 3. Контакты вмещающих пород с сиенитовым интрузивом.
- Особо благоприятными для локализации рудных масс яв-

ляются места пересечения трещинных зон с карбонатными горизонтами в пределах контактовой зоны сиенитового массива.

Скарны месторождения представлены пироксеновыми, пироксено-гранатовыми и гранатовыми разностями. Образование скарновых минералов, а вслед за ними и магнетитовых руд происходило на месте известняков, а также и различного рода алюмосиликатных пород (сиенитов, габбро-порфиритов и т. п.).

Сульфидная, особенно полиметаллическая минерализация, отделена от ска-
ционных

Помимо пирита, пирротина и халькопиритов развиты сульфиды цинка, свинца и некоторых других металлов.

Максимальные проявления полиметаллической, преимущественно
делах Болотного участка.

Месторождение эксплуатируется с 1953 года.

Шалымское месторождение располагается в области контакта древней эффузивно-осадочной толщи с кварцевыми сиенитами. По
вестной мере ограничивая

Месторождение представлено зонами северо-восточного простирания. В пределах этих зон разведочными работами
столбобразной, линзовидной и гнездовой форм, частью выходящих на дневную поверхность, частью являющихся слепыми. Падение рудных тел юго-восточное, пологое ($10-30^\circ$) до крутого ($50-80^\circ$).

Необходимо отметить, что магнетитовое оруденение, оконтуренное разведкой в совершенно самостоятельные тела, при эксплуатации месторождения нередко оказывалось единой скарново-рудной залежью, частично лишь разобщенной скарнами или околоскарновыми, диопсид-плагиоклазовыми дами (В. А. Вахрушев и В. Я. Борисенко, 1956).

Диопсид-плагиоклазовые породы обычно имеют плотное роговиковоподобное
вато-серой до зеленовато-серой с преобладанием последней. В породе
ставленные кристаллами полевых шпатов и диопсида.

Образование диопсид-плагиоклазовых
ли наши исследования, св
тическим преобразованием сиенитовых пород, нередко обла-

дающих в районе месторождения порфировой структурой (сиенит-поно и генетически очень тесно связаны с собственно скарновыми породами,

Скарны представлены и пироксеновыми разностями. Руды преимущественно магнетитовый или сульфидно-магнетитовый.

Скарны, околоскарновые диопсид-плагноклазовые породы и магнетитовые гидротермальными среди которых играли хлоритизация и частично окварцевание и карбонатизация.

В пределах месторождения наблюдаются дайки диабазы и кварцевого порфирита. секут скарны и магнетитовые руды.

Из других геологических особенностей месторождения следует отметить наличие зон дробления и трещин скалывания, так же резко секущих полнены кварцем с вкрапленностью по другим, нами скалывания, образовались прожилки с наложенной поли

Месторождение эксплуатируется

Таштагольское месторождение — одно из самых крупных же

Основу геологического строения рудного поля месторождения составляет комплекс метаморфических пород, представляющих собою так называемую таштагольскую метаморфическую толщу. В состав этого комплекса преимущественно входят хлоритовые, хлорито-серицитовые, серицито-полевошпатовые сланцы, туфосланцы, туфопесчаники, порфиритоиды, порфириоиды и т. п. Среди этого комплекса встречаются горизонты известняков, которые сыграли ведущую роль в расшифровке геологического строения и генезиса месторождения, так как рудные тела последнего приурочены к этим горизонтам.

Сиенитовые породы в районе месторождения слагают два небольших тела акмолитоподобной формы, вытянутые в северо-западном направлении. К северной оконечности северо-западного сиенитового тела и приурочены рудные тела месторождения. Из других типов интрузивных горных пород здесь развиты роговообманковые и роговообманково-пироксеновые диоритовые порфириды, дайки микросиенит-порфиров, микродиоритов и диабазов.

Скарны неизмеримо меньше распространены, чем на Шерегеше и Шалыме, и имеют только гранатовый состав. Они образовались на месте карбонатсодержащих пород (известняков, мергелей). Их развитие по сиенитам и другим полевошпатовым породам достоверно пока не установлено. По последним данным разведочных работ, роль скарнов в строении месторождения с глубиной заметно возрастает.

Магнетитовые руды отличаются высоким содержанием железа при крайне незначительном содержании вредных примесей (сера, цинк).

Из более поздних гидротермальных образований широко распространены эпидот, хлорит, кварц и гематит, наиболее часто развивающиеся по гранатовым скарнам и отчасти по вмещающим их породам, в том числе и сиенитам.

В пределах рудного поля устанавливается целая система трещинных зон меридионального, широтного, северо-западного и частично северо-восточного направлений. Эти зоны большей частью заложены до оруденения и в последующем оказали существенное влияние на пространственное размещение и морфологию рудных тел. Последние приурочены к участкам пересечения дорудными трещинными зонами восточного карбонатного горизонта с избирательным послойным замещением его магнетитом. В пределах месторождения известны рудные тела, залегающие целиком внутри сиенитов и образованные за счет метасоматического замещения останцев карбонатных пород, которые внутри сиенитового интрузива, по данным Г. Л. Поспелова и С. С. Лапина, вытягиваются прерывистой цепочкой по простиранию и падению карбонатного горизонта, образуя так называемые «просвечивающие структуры» (Г. Л. Поспелов, 1955).

Форма рудных тел неправильная, линзообразная. Многие из них по простиранию кулисообразно заходят друг за друга. В ряде случаев с глубиной площадь сечения рудных тел не уменьшается, а увеличивается (первое рудное тело). Нередко наблюдается, что после выклинки одной серии рудных тел, на глубине появляется ряд новых «слепых» рудных тел.

На месторождении широко развиты многочисленные трещины-отдельности, зоны смятия и дробления, вдоль которых кое-где накладывается молодая сульфидная и кварц-карбонатная минерализация.

Месторождение эксплуатируется с 1941 года.

Кочуринское месторождение — наиболее южное месторождение из всей Кондомской группы. Оно состоит из семи

участков, располагающихся на расстоянии 3—5 км к югу от Таштагольского месторождения, составляя с последним по существу одно рудное поле.

Рудные тела Кочуринского месторождения представляют собою крутопадающие пластообразные залежи, которые при своей небольшой мощности уходят на значительную глубину.

Вмещающие породы в основном представлены порфирами, порфиритами, туфами, аргиллитами, мергелями и известняками, преобразованными метаморфическими процессами до состояния сланцев, порфиroidов, мраморов и т. п.

Пласты мраморизованных известняков достигают значительной мощности, причем магнетитовое оруденение приурочивается к менее мощным и менее выдержанным горизонтам известняков, мергелей и других карбонатсодержащих пород.

Скарны пироксенового, пироксено-гранатового или гранатового состава на месторождении практически отсутствуют. Околорудные изменения в основном выражены в хлоритизации, серицитизации, эпидотизации и окварцевании.

Руды месторождения в значительном количестве содержат сульфиды, представленные в основном пиритом и отчасти халькопиритом.

Месторождение разведано, но пока не эксплуатируется.

Тургеневское свинцово-цинковое месторождение открыто всего лишь несколько лет назад и к настоящему времени геологически в достаточной мере еще не изучено.

Полиметаллическое оруденение этого месторождения приурочено к полосе интенсивно смятых пород (порфиroidов, туфов и т. п.), отвечающих области максимальных тектонических напряжений регионального глубинного разлома. Простираание рудной зоны северо-западное, приближающееся к меридиональному.

Рудные тела — линзообразной формы, залегают согласно с рассланцовкой вмещающих толщ. Руды, вкрапленные и прожилково-вкрапленные; сульфидные минералы в них в основном представлены сфалеритом и галенитом.

По данным разведочных работ, намечается повышение роли галенита в составе руд в пределах юго-западного фланга по сравнению с рудами северо-восточного фланга рудной зоны месторождения, что является одним из проявлений зональности оруденения.

Наиболее характерными из околорудных изменений вмещающих пород являются окварцевание, серицитизация и отчасти пиритизация.

В последнее время в процессе геолого-съемочных работ ЗСГУ галенит-сфалеритовая минерализация обнаружена в свалах известняков, вблизи экзоконтактовой зоны последних с Мустагским гранитным интрузивом.

В районе известны мелкие рудопроявления и других металлов. Примером могут служить Шалымское сурьмяное рудопроявление и Кочуринское рудопроявление киновари.

Сурьмяная минерализация приурочена к зоне дробления северо-восточного направления, располагающейся среди известковистых и серицито-хлоритовых сланцев нижнего кембрия. Рудным минералом является брекцию из обломков окремненного известняка.

Киноварная минерализация наблюдается среди пачки мраморизованных известняков. Известняки также нижнекембрийского возраста и в пределах площади рудопроявления в той или иной степени тектонически нарушены и частично закарстованы.

Общая геологическая позиция основных месторождений района (Шерегешевского, Шалымского, Таштагольского, Кочуринского и Тургеневского) видна из схематической геологической карты (см. рис. 1).

ГЛАВА 4

ТИПЫ РУД

Среди первичных руд Кондомского района по минералогическому составу могут быть выделены следующие основные типы:

1. Магнетитовые.
2. Сфалерито-магнетитовые.
3. Сфалеритовые.
4. Галениито-сфалеритовые.

Магнетитовые руды. Этот тип руд имеет наибольшую промышленную ценность. В целом по району и в пределах отдельных месторождений и даже рудных тел магнетитовые руды неоднородны по составу. По преобладающим в них минеральным примесям, согласно классификации В. А. Глазковского (1954), могут быть выделены: 1) чистые магнетитовые руды, 2) руды с кальцитом, 3) руды с силикатами и 4) руды с сульфидами.

Чистые магнетитовые руды. По В. А. Глазковскому, к этому виду могут быть отнесены руды, содержащие более 50% железа и не более 30% нерудных компонентов при кондиционном содержании вредных примесей. Такие руды не требуют обогащения и после дробления могут использоваться непосредственно для плавки. Магнетитовые руды, отвечающие этим требованиям, в промышленных количествах имеются только в пределах Таштагольского месторождения, где они в некоторых случаях обособляются и в самостоятельные рудные тела (например, Первое рудное тело).

Количественное возрастание в руде нерудных компонентов обуславливает переход чистых магнетитовых руд в руды с примесями карбонатов, силикатов и т. п.

Руды с кальцитом. В тех или иных количествах руды с кальцитом встречаются во всех железорудных месторождениях, но больше всего их в рудах Таштагола.

Магнетитовые руды с силикатами. Широко представлены во всех без исключения месторождениях. Наиболее характерными нерудными примесями в них являются скарновые минералы — гранат и пироксен. В Кочуринском месторождении, где собственно скарновые минералы почти полностью отсутствуют, среди силикатов в рудах чаще встречаются хлорит, эпидот, полевой шпат и, отчасти, кварц. Магнетитовые руды со значительной примесью хлорита, эпидота и кварца свойственны также и Таштагольскому месторождению. В Шерешевском месторождении, наряду с пироксеном и гранатом, большое значение в составе магнетитовых руд имеют биотит и амфибол.

Магнетитовые руды с сульфидами. Эти руды широко распространены в Кондомской группе железорудных месторождений. Исключением является Таштагольское месторождение, в котором сульфидные минералы крайне незначительно распространены. Особенно богаты сульфидами руды Шереша и Кочуры; много сульфидно-магнетитовых руд и в Шалымском месторождении.

Среди сульфидов резко преобладает пирит, значительно меньше развиты халькопирит, сфалерит, арсенопирит, галенит и ряд других, реже встречающихся минералов. В Шерешевском месторождении наряду с пиритом в значительных количествах встречается пирротин, образующий кое-где и обособленные линзы небольших размеров.

С сульфидами связаны некоторые ценные компоненты, которые промышленностью еще не используются.

Сфалерито-магнетитовые и сфалеритовые руды. Комплексные цинково-железные руды сконцентрированы по существу лишь на одном Болотном участке Шерешевского месторождения. Здесь встречаются и собственно цинковые (сфалеритовые) руды. Необходимо отметить, что сфалеритовое оруденение в виде прожилков и вкрапленности нередко выходит за пределы собственно скарноворудных тел, накладываясь на пустые по отношению к магнетитовому оруденению вмещающие породы.

Галенито-сфалеритовые руды. По внешнему облику, вещественному составу и условиям образования руды этого типа резко отличаются от руд скарново-железорудных месторождений. Галенито-сфалеритовые руды характерны пока только для Тургеневского полиметаллического месторождения. Основными рудными минералами являются сфалерит, галенит и отчасти пирит.

Перечень эндогенных рудных минералов в порядке их распространенности по отдельным месторождениям района приведен в табл. 1. Здесь же выделены и наиболее распространенные нерудные минералы, которые сопровождают рудные образования или непосредственно входят в их состав.

Т а б л и ц а 1

Минералогический состав руд

Шерегеш	Шалым	Таштагол	Кочура	Тургеневское
---------	-------	----------	--------	--------------

Р у д н ы е м и н е р а л ы¹

<i>магнетит</i>	<i>магнетит</i>	<i>магнетит</i>	<i>магнетит</i>	<i>сфалерит</i>
<i>пирит</i>	<i>пирит</i>	<i>пирит</i>	<i>пирит</i>	<i>галенит</i>
<i>пирротин</i>	пирротин	гематит	гематит	пирит
<i>сфалерит</i>	халькопирит	халькопирит	халькопирит	халькопирит
<i>марказит</i>	сфалерит	сфалерит	сфалерит	гематит
халькопирит	гематит	галенит	блеклая руда	блеклая руда
галенит	арсенопирит	борнит		
гематит	галенит	блеклая руда		
висмутин	молибденит			
молибденит	висмутин			
борнит	халькозин			
халькозин	борнит			
кубанит				
валлеринт				
арсенопирит				
алтаит				
линнеит				

О с н о в н а я а с с о ц и а ц и я н е р у д н ы х м и н е р а л о в

пироксены	гранаты	кальцит	хлорит	кварц
гранаты	пироксены	гранаты	кальцит	полевые шпаты
полевые шпаты	полевые шпаты	эпидот	полевые шпаты	серпичит
биотит	кальцит	хлорит	серпичит	кальцит
амфибол	хлорит	серпичит	кварц	флюорит
кальцит	амфибол	кварц	эпидот	
		полевые шпаты		
		флюорит		

¹ Курсивом набраны главные рудообразующие минералы.

Детальное описание минералов (рудных и нерудных) и текстурно-структурных особенностей руд излагается в следующих разделах.

ГЛАВА 5

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Минералогический состав руд и околорудных пород Кондомского района разнообразен. В результате исследований, проведенных предшествующими авторами и нами, выявлено и более или менее детально изучено около 90 минеральных видов.

Многие минералы впервые обнаружены или описаны для данного района. Наибольшее их число приходится на Шерешевское месторождение, отличающееся сложностью и многоэтапностью послемагматического минералообразования. Здесь нами впервые открыты висмутин, алтаит, арсенопирит, молибденит, валлериит, халькозин (эндогенный), морденит и др.

Для скарново-рудных образований Шалыма впервые отмечаются такие минералы, как аксинит, висмутин и некоторые другие. В ряде случаев были выявлены и детально изучены оригинальные формы минеральных агрегатов — молибденита, граната и т. п.

Расположение минералов в списке в пределах выделенных нами двух групп (эндогенные и экзогенные) произведено в соответствии с общепринятыми минералогическими классификациями (А. Г. Бетехтин, 1950 и др.).

СПИСОК МИНЕРАЛОВ

Эндогенные. Халькозин, галенит, алтаит, сфалерит, киноварь, пирротин, халькопирит, борнит, валлериит, кубанит, линнеит, антимонит, висмутин, молибденит, пирит, марказит, арсенопирит, теннантит, тетраэдрит.

Флюорит.

Гематит, шпинель, магнетит, рутил, ильменорутит и лейкоксен, кварц.

Кальцит, доломит, сидерит, анкерит.

Барит, гипс.

Апатит.

Оливин, циркон, гранаты, везувиан, титанит, аксинит.

Турмалин, волластонит, ксонотлит.

Пироксены (диопсид, салит, геденбергит).

Тремолит, актинолит, паргасит. Роговая обманка обыкновенная и уралитовая.

Хризотил, цоизит, клиноцоизит, эпидот, туллит, пренит.

Тальк, биотит, мусковит (и серицит), хлорит, серпентин.

Плаггиоклазы, ортоклаз, микроклин. Скаполит.

Шабазит, морденит, гейландит.

Экзогенные. Самородная медь. Халькозин, гринокит, ковеллин, марказит, мельниковит.

Мартит, пиролюзит, псиломелан. Смитсонит, церрусит, малахит, гидроцинкит. Каламин. Хризоколл.

Распределение минералов по отдельным месторождениям представлено в табл. 1 и 18.

Ниже приводим описание минералов, детально останавливаясь на том новом, что было получено при наших исследованиях.

Эндогенные минералы

Халькозин. Этот минерал совместно с кальцитом, кварцем, галенитом, борнитом, халькопиритом и гематитом нами был установлен в жилах хризотил-асбеста Шалымского месторождения. Халькозин и все сопутствующие ему минералы метасоматически развиваются по хризотилу.

Халькозин — кубический, параморфно измененный в ромбическую модификацию с образованием пластинчатой структуры кристаллических индивидов и отчетливо выявляющийся при структурном травлении концентрированной HNO_3 реликтов кубической спайности. В тесном сростании с халькозином находится борнит. Последний совместно с халькопиритом наблюдается также и в виде кайм вокруг халькозина.

Взаимоотношения халькозина с борнитом (типичные графические прорастания или эвтектоидные структуры), так же как и борнита с халькопиритом (решетчатые структуры), указывают на их образование в результате распада твердых

растворов. Вторичные экзогенные минералы (ковеллин, лимонит и т. п.) в ассоциации с халькозином совершенно отсутствуют.

Приведенные данные скорее указывают на эндогенное происхождение халькозина. Вероятно, эндогенным следует считать и халькозин, обнаруженный нами в первичных (неокисленных) рудах Шерегеша (Второй Рудный участок) также в графическом сростании с борнитом.

Галенит. В том или ином количестве галенит встречается почти во всех железорудных месторождениях Кондомской группы. Исключением является Кочуринское месторождение, в рудах которого он пока не обнаружен. В Тургеневском месторождении галенит принадлежит к основным рудообразующим минералам.

Среди скарново-железорудных месторождений галенит наиболее распространен в Шерегеше. В пределах Болотного участка этого месторождения в ассоциации с кальцитом, сфалеритом, висмутином и некоторыми другими более редко встречающимися минералами, как уже отмечалось, галенит резко накладывается на скарны и магнетитовые руды вдоль зон тектонических нарушений. Размеры выделений галенита здесь обычно незначительны (сотые и десятые доли миллиметра) и достигают лишь в некоторых случаях 1—2 см и более в поперечнике.

Помимо Болотного участка галенит обнаружен в районе ж.-д. станции Ш

образует редкую вкрапленность в кварц-альбит-кальцитовых прожилках (мощностью 1—2 см), секущих порфириты.

Геологические условия нахождения галенитовой минерализации на Шалымском месторождении следующие:

1. Галенит наблюдается в виде вкрапленности в прожилках и в мелких гнездообразных обособлениях кальцита среди руд и скарнов.

2. В парагенезисе с пиритом, сфалеритом, арсенопиритом и висмутином галенит входит в состав кварцевых жил, приуроченных к зоне разлома, простирающейся в пределах рудного поля на сотни метров.

3. В виде мелких гнезд крупнокристаллического сложения он наблюдается в эпидот-кварц-кальцитовых прожилках, секущих дайки кварцевых порфиритов.

4. И, наконец, в тесном страстании с кварцем, кальцитом метасоматически развивается по хризотил-асбесту.

В Таштаголе галенит встречается непосредственно среди

магнетитовых руд в виде исключительно редкой вкрапленности или чаще среди вмещающих рудные тела мраморизованных известняков и альбитизированных сиенит-порфиров. Среди последних встречаются кварц-альбитовые прожилки с вкрапленностью сульфидов (галенита, сфалерита и др.).

В Тургеневском месторождении галенит в тесном сростании со сфалеритом образует очень тонкую вкрапленность в светлых порфироидах. Распределение его крайне неравномерное. Максимальные концентрации приурочены к участкам пород, характеризующихся наиболее интенсивной расщепленностью. Реже наблюдаются гнездообразные выделения и тонкие секущие прожилки галенита, отличающиеся более крупнозернистым сложением. В последних в ассоциации с галенитом и другими сопутствующими ему сульфидами наблюдаются калиевый полевой шпат, кварц, кальцит, флюорит и слюда.

Сульфиды кристаллизовались позже калиевого полевого шпата, кальцита и слюды.

В случае проникновения галенита и других сульфидов между зернами калишпата и по трещинкам в них, выделения этих минералов сопровождаются образованием каемки шахматного альбита, отчетливо заметной на буроватом фоне калишпата (рис. 2).

Отложения галенита и сфалерита в кварц-альбитовых прожилках (Таштагол) и каймы шахматного альбита, возникшие за счет калиевого полевого шпата вокруг выделений сульфидов (Тургеневское месторождение), свидетельствуют о явном увеличении концентрации натрия в самых поздних порциях послемагматических растворов.

Из элементов примесей в галенитах постоянно присутствуют Ag, Cu, Bi и Fe. Часто встречаются также Zn, Cd, Sb и Mn и значительно реже Mo, Fe, Cr и Ni. В большинстве случаев эти элементы связаны с микроскопическими включениями посторонних минералов (сфалерита, халькопирита и др.).

Алтаит. Это исключительно редкий минерал. Нами он обнаружен впервые во вкрапленных сульфидных рудах Болотного участка (скв. 140), образовавшихся за счет метасоматического замещения вмещающих мраморизованных и скарнированных известняков. Алтаит наблюдается в галените и висмутине в виде неправильных включений или же располагается по граничным поверхностям между этими двумя минералами. Размеры выделений алтаита колеблются от 0,01 до 0,05 мм, достигая в единичных случаях 0,1—0,2 мм. Минерал

рал мягкий и рельеф его заметно ниже, чем у галенита. Вследствие низкой твердости зерна алтаита исштрихованы и в изобилии содержат темные точечные знаки, представляющие, возможно, треугольники выкрашивания. В соседстве с галенитом алтаит имеет слабо-желтоватый цвет (в справочниках для этого случая указывается зеленоватый оттенок), а галенит в сростке с ним воспринимается как нежно-сиреневый. Такие же соотношения цветовых оттенков наблюдаются и в сростании

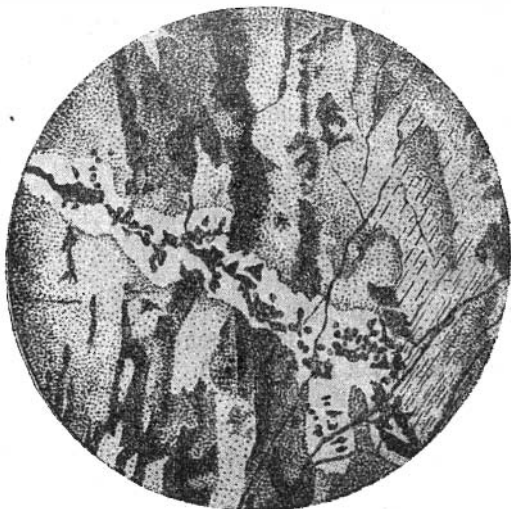


Рис. 2. Альбитовая кайма (белое) в калиевом полево-м шпате на границе с выделениями сульфидов (черное). Калиевый полевой шпат деформирован и при скрещенных николях обладает волнистым угасанием. Прозрачный шлиф. Увел. 30.

алтаита с висмутином. Минерал оптически изотропен. Однако малая величина зерен и их исштрихованность мешают уверенному наблюдению изотропности.

Спектральным анализом в галените обнаружено присутствие теллура в заметном количестве (линии средней интенсивности), а в висмутине — одновременно отмечается теллур и свинец, что подтверждает правильность определения описываемого минерала. В тех же случаях, где при минераграфическом изучении шлифов алтаит не обнаружен ни в галените, ни в висмутине, спектральные анализы теллура не дают.

Сфалерит. Среди железорудных месторождений наиболее распространен сфалерит на Шерегеше. В рудах этого место-

рождения он наблюдается в виде отдельных зерен, их агрегатов, тонких секущих прожилков, и, наконец, совместно с кальцитом, галенитом, пиритом, пирротинном и некоторыми другими сульфидными минералами заполняет (или цементирует) зоны дробления, которые максимально проявлены в пределах Болотного участка. Руды последнего благодаря этому наиболее сильно обогащены цинком.

Зоны дробления нередко выходят за пределы собственно магнетитовых тел, обуславливая тем самым появление обильной сульфидной минерализации в скарнах, ороговикованных сиенитах, порфиритах и т. п., то есть в пустых, по отношению к железу, породах.

В Шалымском месторождении, подобно Шерегешу, сфалерит приурочен также к трещинам разлома, частично выполненным здесь жильным кварцем и кальцитом. В ассоциации со сфалеритом наблюдается арсенопирит, пирит, галенит, магнетит, халькопирит и, в единичных случаях, пирротин.

В Таштагольском месторождении сфалерит исключительно редок. Он встречается совместно с галенитом, пиритом, халькопиритом и блеклой рудой в виде тонких прожилков как среди магнетитовых руд, так и среди вмещающих их мраморизованных известняков и сиенитов.

В Тургеневском полиметаллическом месторождении сфалерит является главным рудообразующим минералом. Совместно с галенитом он образует неравномерно рассеянную тонкую вкрапленность и прожилково-гнездобразные обособления среди рассланцованных эффузивных пород. Мощность прожилков обычно незначительная, достигает в единичных случаях 15 см.

Окраска сфалеритов изменяется в широких пределах: от светло-желтых, янтарных до темно-бурых или почти черных тонов. В скарново-железорудных месторождениях преобладают темноокрашенные разновидности сфалеритов (коричневые, бурые, черные). В полиметаллических рудах Тургеневского месторождения значительно распространен и светлый сфалерит, близкий по составу к клейофану (табл. 2).

В одном и том же месторождении, например, Шерегешевском или Тургеневском одновременно присутствуют сфалериты различного цвета. Различно окрашенные сфалериты встречаются либо раздельно друг от друга, либо совместно. В последнем случае соотношения между ними обычно устанавливаются достаточно отчетливо. Примером этому служат полиметаллические руды Тургеневского месторождения, в ко-

торых светлоокрашенный сфалерит преимущественно находится в виде секущих прожилков или более крупнозернистых агрегатов при темном цвете основной сфалеритовой или галенито-сфалеритовой массы. Встречаются прожилки, в которых периферические части сложены темноокрашенным сфалеритом, центральные — светлым. Вместе с тем в Тургеневском и особенно Шерегешевском месторождениях нередко темноокрашенный сфалерит самостоятельно или в ассоциации с другими сульфидами образует основную рудную массу, а светлый — встречается в ней в виде неравномерно рассеянной вкрапленности со всевозможными постепенными переходами в окраске.

Цвет описываемых сфалеритов в основном зависит от примесей железа и в меньшей степени марганца: с увеличением содержания этих элементов сфалерит становится более темным — коричневым, бурым до черного. На окраску влияет также тончайшая вкрапленность других рудных минералов, в частности, галенита и халькопирита. Последний минерал, образующий в некоторых сфалеритах эмульсионную вкрапленность, придает им зеленоватый оттенок.

Т а б л и ц а 2
Химический состав сфалеритов, весов. %

	Обр. 1351	Обр. 832	Обр. 991
Zn	63,47	50,57	не опр.
Fe	2,03	10,35	13,14
Mn	0,09	1,60	1,57
Cd	0,08	0,07	0,054
Cu	следы	следы	не опр.
S	31,92	32,72	не опр.
Нераствори- мый остаток	0,56	1,36	не опр.

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены
О. Т. Боберковой. Кадмий определен поляро-
графическим методом И. Л. Рузиновой.

В табл. 2 приведены неполные химические анализы некоторых разновидностей сфалеритов: светлоокрашенного сфалерита Тургеневского месторождения (обр. 1351, скв. 2, глубина 195,7 м) и темноокрашенного и темного сфалеритов Болотного участка Шерегеша (соответственно обр. 832, скв. 191 и обр. 991, скв. 153).

Спектрографически в сфалеритах дополнительно установлено присутствие следующих элементов: Ti, As, Co, Ag и в единичных случаях Mo, Bi и Sn. Закономерности распределения наиболее важных элементов-примесей в сфалеритах, в частности кадмия, более детально будут освещены в 7-й главе.

Киноварь известна лишь в пределах Кочуринского ртутного рудопоявления, где она в виде мелкой вкрапленности и гнездообразных обособлений размером до 1 см встречается в кальцитовых прожилках, располагающихся среди пачки мраморизованных известняков нижнего кембрия. Детального изучения киноварной минерализации нами не проводилось.

Пирротин. Встречается в Шалымском и Шерегешевском месторождениях, причем в последнем из них образует не только вкрапленность и небольшие гнездообразные выделения в магнетитовых рудах и скарнах, но и линзы мощностью до 3—4 м, состоящие почти целиком из одного пирротина.

Пироксен и основная масса граната являются более ранними, чем пирротин. Они обладают явным идиоморфизмом по отношению к пирротину и несут следы замещения им. Отложение подавляющей массы магнетита и, по-видимому, пирита также предшествовало выделению пирротина. Сфалерит, галенит и халькопирит большей частью являются уже более поздними образованиями по сравнению с пирротином. Вместе с тем, встречающиеся тесные сростания сфалерита с пирротином, прожилковидные выделения последнего в халькопирите и т. п. указывают на возможность отложения части пирротина почти одновременно с вышеприведенными сульфидными минералами или после их образования.

Таким образом, мы имеем дело с изменяющимися физико-химическими условиями минералообразования. При этом, как отмечает А. Г. Бетехтин (1955), в осаждении из растворов пирротина, пирита и других сернистых соединений главную роль играет не столько температура, сколько изменение соотношения концентраций катионов металлов и анионов серы в растворах.

В зоне гипергенеза обычна дисульфидизация пирротина, то есть превращение его в мельниковит или марказит. Дисульфидизация пирротина, несомненно, имеет место и в гипогенных условиях в связи с повышением окислительной среды, либо с привнесом растворов, обогащенных серой. Марказит или пирит по пирротину образуют мелкозернистые агрегаты, нередко с грубопластинчатой структурой, выявляющей реликтовую спайность зерен пирротина. В некоторых случаях

вдоль образовавшихся таким образом разобщенных пластинок марказита наблюдаются позже выделившиеся сульфиды (в частности халькопирит), а также гематит (или магнетит) как продукты диссоциации пирротина.

Халькопирит. В разных количествах входит в состав руд всех месторождений. Во вкрапленных и массивных магнетитовых рудах обычно характерны неправильные, довольно крупные выделения халькопирита или же мелкая более или менее равномерная вкрапленность, реже прожилки.

Под микроскопом выделения халькопирита также имеют чрезвычайно неправильные извилистые очертания. При травлении эти выделения обнаруживают аллотриоморфнозернистую структуру, а отдельные зерна халькопирита — нередко двойники.

Халькопирит, несомненно, является одним из наиболее поздних эндогенных минералов. В сульфидно-магнетитовых рудах он образует ксеноморфные выделения, заполняя промежутки между зернами магнетита, пирротина и пирита, или же наблюдается в виде кайм на гранях этих минералов. Широко развиты и самые разнообразные структуры замещения халькопиритом пироксена, граната, магнетита, пирита, пирротина и даже гипогенного марказита. Особенно интенсивно замещаются пирит и пирротин с образованием различного рода петельчатых текстур или в некоторых случаях, как уже отмечалось, почти полных псевдоморфоз халькопирита по пириту или пирротину.

Исключительно тесные взаимоотношения наблюдаются между халькопиритом и сфалеритом. Существуют три вида сростаний этих минералов:

1. Эмульсионная вкрапленность халькопирита в сфалерите с закономерным распределением включений по кристаллографическим направлениям.

2. Ксеноморфные выделения одного минерала в другом без признаков замещения.

3. Халькопирит по трещинкам и с периферии явно замещает сфалерит.

Из нерудных минералов халькопирит часто сопровождается кварцем, кальцитом и альбитом. Прожилки кварц-кальцитового или кварц-альбит-кальцитового состава с относительно крупными выделениями халькопирита (до 2—3 см) характерны для Кочуринского месторождения.

Спектральными анализами в халькопирите установлено присутствие Zn, Pb, Ag, Mn, Ni, Co, Cd, Cr и Sn. Содержание:

Zn и Pb зависит от микроскопических включений сфалерита и галенита и сильно колеблется (от полного отсутствия до 3-х знаков). Кобальт, кадмий, никель и хром обнаружены в единичных пробах. Присутствие кобальта, вероятно, связано с включением линнеита, а следы кадмия обнаружены лишь в тех пробах халькопирита, которые показали максимальные содержания цинка.

Борнит частично был уже рассмотрен в связи с халькозинном. Кроме того, скопления мелких зерен (0,01—0,05 мм) этого минерала совместно с арсенопиритом, сфалеритом, галенитом и халькопиритом встречены в одном из штуфов кварцевой жилы, выполняющей, как уже выше отмечалось, тектоническую трещину, резко секущую рудные тела Шалыма. Борнит изредка встречается также и в сульфидно-магнетитовых рудах Шерегешевского месторождения.

Неясность взаимоотношений борнита с халькопиритом при срастании их друг с другом (обычны между ними ровные линии контакта без признаков замещения одного минерала другим), наличие пластинчатых решетчатых структур распада и характерный парагенезис и в этом случае указывают на эндогенное происхождение борнита. Точно так же совместно присутствующие с борнитом халькопирит, сфалерит и галенит не несут признаков замещения минералами зоны окисления, за исключением лишь самого борнита, который в некоторых случаях частично переходит в халькозин и ковеллин.

Валлериит. Встречен всего лишь в трех полированных шлифах сульфидно-магнетитовых руд Второго рудного участка Шерегеша. Он наблюдается в виде мелких (обычно сотые, значительно реже — десятые доли миллиметра) включений в пирротине и халькопирите или же в виде неправильных выделений на границе раздела между ними. Изредка встречаются и жилковидные выделения валлериита, развивающиеся по трещинкам в халькопирите.

Двуотражение сильное: цвет меняется от светло-кремового до голубовато-синего. Отражательная способность высокая. Очень сильно анизотропен, имеет четыре затухания. Цвета в диагональном положении желтые или синеvато-серые.

Кубанит в незначительных количествах наблюдается в рудах Шерегешевского месторождения. Он образует пластинчатые выделения размером до 0,3—0,4 мм, располагающиеся внутри или с периферии зерен халькопирита. В свою очередь в самом кубаните встречаются зерна пирротина, магнетита и сфалерита.

Под микроскопом цвет минерала кремово-белый с розоватым оттенком; анизотропия с ярким цветовым эффектом (от серовато-синего до розовато-коричневого). По рельефу кубанит имеет твердость несколько выше, нежели халькопирит.

Кубанит, несомненно, развивается по халькопириту в связи с повышением концентрации меди в растворах. Об этом свидетельствует исключительно тесный парагенезис этих минералов. Вне сростаний с халькопиритом кубанит не встречается.

Линнеит указывается Н. Г. Суминым в рудах Шерегеша в виде мельчайших редких включений в пирите, пирротине и еще реже в халькопирите и сфалерите.

Антимонит. Антимонитовая минерализация пока известна лишь в одной точке района. Она приурочена, как указывалось выше, к зоне дробления, располагающейся среди нижнекембрийских метаморфических сланцев.

Антимонит образует единичные кристаллы призматического облика или их сростки размером до 1 см и более по длинной оси.

Цвет и черта минерала свинцово-серые; блеск металлический. Твердость 2,5.

Под микроскопом в отраженном свете антимонит белый, в воздухе обладает высокой отражательной способностью. Двухотражение и анизотропия — сильные. Изменяет окраску от буроватых до серовато-синих тонов. Погасание прямое.

Под влиянием механических деформаций кристаллы слегка искривлены, с появлением в последних сложного полисинтетически-двойникового строения. От КОН буреет, с последующим образованием густого оранжево-красного налета.

Кристаллы антимонита преимущественно располагаются среди кварц-карбонатной массы, выполняющей отдельные трещинки во вмещающей породе или цементирующей их обломки. Из других рудных минералов в ассоциации с антимонитом встречаются марказит и пирит; значительно реже в виде мельчайших зерен отмечается галенит и сфалерит.

Зерна пирита интенсивно раздроблены, обломки их цементируются кальцитом и антимонитом. Последний также пересекает и марказит. Эти взаимоотношения подтверждают более позднее отложение антимонита из гидротермальных растворов.

Висмутин. Этот минерал для Кондомского района отмечается впервые. В Шерегешевском месторождении он был установлен в Болотном участке, в керне скв. 140 и 176 (обр. № 1001 и 905). В Шалымском месторождении висмутин

также в виде редкой вкрапленности наблюдается в кварц-кальцитовых прожилках и гнездообразных обособлениях, располагающихся среди скарнов и магнетитовых руд карьера № 4. В обоих месторождениях для висмута характерен парагенезис с наложенной полиметаллической минерализацией.

Под микроскопом в отраженном свете висмутин белого цвета, с отражательной способностью, близкой к галениту. Твердость низкая. Минерал отчетливо двуотражает. При скрещенных николях наблюдается анизотропия с относительно слабым цветным эффектом в голубовато-серых и розовато-кремовых тонах.

Агрегаты висмута, выделенные из протолок штудов, характеризуются столбчатым обликом своих индивидов, белым свинцовым цветом и сильным металлическим блеском. В полированных шлифах обычны и ксеноморфные выделения висмута, располагающиеся совместно с кальцитом в промежуточных между скарновыми минералами. При этом минерал самостоятельно или вместе с халькопиритом проникает по трещинкам внутрь зерен граната или пироксена, образуя густую сеть тонких ветвящихся прожилков.

Из рудных минералов в ассоциации с висмутином, кроме халькопирита, чаще всего наблюдаются галенит, алтаит, пирит и пирротин. Там, где висмутин непосредственно соприкасается с галенитом, границы между ними ровные, без следов замещения одного минерала другим. Еще более ясны взаимоотношения между висмутином и халькопиритом. Взаимные обрастания зерен одного минерала другим и совместное их нахождение в прожилках отложения этих минералов, в то время как пирит и пирротин относятся к более ранним образованиям.

Спектральный анализ висмута Шерегеша показал такой состав: Bi — очень сильные линии, Fe, Cu, Pb и Te — средние, Sb и Ca — слабые, Si — очень слабые и Ag и Mn — следы. Pb и Te связаны с мельчайшими включениями алтаита, а часть Cu и Fe — халькопирита.

Молибденит. Этот минерал встречен в двух месторождениях: Шерегешевском и Шалымском. В Шерегешевском месторождении выделения молибденита в виде мелкой, неравномерно рассеянной вкрапленности были обнаружены нами в дайках гранит-аплита, вскрытых карьером же карьере в одном случае молибденит встречен и в кальцито-эпидотовом прожилке мощностью 5 см, располагающемся непосредственно среди магнетитовых руд. В этом прожилке,

помимо эпидота и кальцита, наблюдаются волокнистые агрегаты актинолита, интенсивно развивающиеся по эпидоту и кальциту, и мелкие выделения бурого изотропного гранита. Из рудных минералов в ассоциации с молибденитом находятся единичные зерна пирита, сфалерита и халькопирита.

В виде гексагональных пластинок размером 0,2—0,3 мм в поперечнике молибденит, как уже отмечалось, найден в гранитах Сарлыкского массива.

В пределах Шалымского рудного поля молибденит наиболее часто встречается в составе тонких кварц-кальцит-флюоритовых прожилков и примазок по трещинам отдельности сиенитов и альбитизированных кератофинов, т. е. уже за пределами собственно скарново-железорудных тел. Нами уже были описаны колломорфные агрегаты молибденита этого месторождения, располагающиеся, правда, среди скарновых образований (В. А. Вахрушев, 1956з).

Рудные выделения с колломорфным молибденитом наблюдаются в виде прожилков и гнезд, образовавшихся, видимо, в результате заполнения открытых полостей и мелких трещин во вмещающих породах. Среди рудных минералов здесь, помимо молибденита, присутствуют мушкетовит, пирит и халькопирит.

Среди нерудных минералов, исключая скарновые образования (пироксен, гранат и т. п.), в ассоциации с молибденитом наблюдаются эпидот, кварц, кальцит, хлорит, апатит и флюорит.

Замечательной особенностью описываемого молибденита является то, что он выделяется в виде сферолитов и почковидных агрегатов размерами от 1 до 10 мм в поперечнике (рис. 3—5). Местами жильная масса настолько густо усеяна шарообразными скоплениями молибденита, что порода приобретает своеобразный облик оспенной или оолитовой руды. Наиболее распространены мономинеральные молибденитовые сферолиты радиально-лучистого и концентрически-зонального строения. Концентрически-зональное строение сферолитов и почковидных выделений молибденита обычно настолько резко проявлено, что отчетливо наблюдается макроскопически на отполированной поверхности штучков. Разные концентрические зоны отличаются друг от друга по степени зернистости, возникшей в результате перекристаллизации.

Широко развиты также сложные кварц-молибденитовые обособления разнообразного строения. В таких обособлениях обычно наблюдается чередование слоев молибденита с кварцем. При этом сферолиты нередко обладают ассиметричным стро-

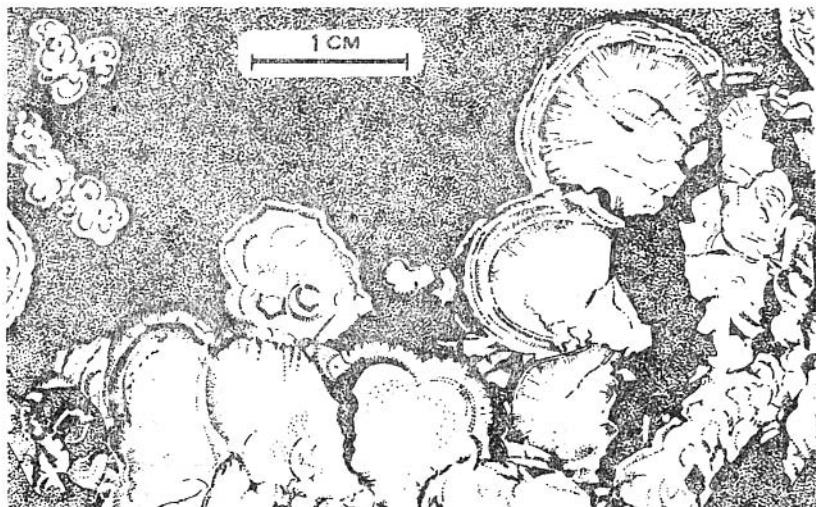


Рис. 3. Почковидные концентрически-зональные образования молибденита (светлое) в кварце (темное). Полированный штуф. Увел. 4. Шалымское месторождение.



Рис. 4. Почковидное образование молибденита (светлое) с чередованием зон различной зернистости. Черное — кварц. Полированный шлиф. Увел. 80. Шалымское месторождение.

ением (рис. 5). Местами они состоят из мельчайших кремнистых обособлений в центре, обладающих правильной шарообразной, судя по разрезам, формой, и из молибденитовых оболочек. В кремнистых слоях, точно так же, как и в каплеобразных обособлениях, располагающихся в центре сфероидов, наблюдаются все переходы от тонковолокнистых агрегатов кварца и секторально-угасающего кварца до обычного

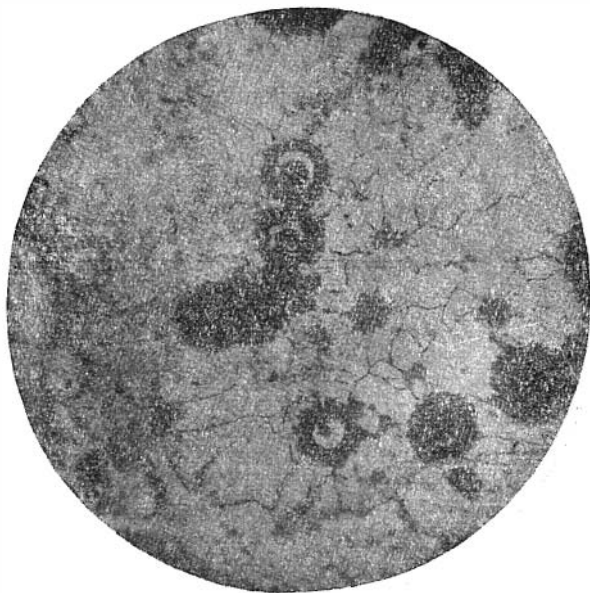


Рис. 5. Кварц-молибденитовые сферолиты асимметричного строения. Черное — молибденит, светлое — кварц. Прозрачный шлиф. Николы параллельны. Увел. 15.

зернистого кварца. Весьма интересны концентры тонковолокнистого кварца своеобразного ельчатого сложения, наблюдающиеся в периферических частях сфероидов (рис. 6). При этом по направлению к центру агрегатов иногда наблюдаются клиновидные трещинки, выполненные тем же самым тонковолокнистым кварцем. Наблюдаются также молибденитовые или кварц-молибденитовые почковидные обособления сфероидов молибденита или же на зернах кварца или кальцита. В последнем случае вместо шарообразных образований

молибденита появляются полусферические, лентовидные извилистые выделения этого минерала, с повторением контуров тех зерен, на поверхности которых происходит отложение минерального вещества.

В отдельных участках породы сферолиты колломорфного молибденита оказались частично механически разобщенными на отдельные части или лентовидные обрывки с последующей их цементацией кальцитом и кварцем (рис. 7).



Рис. 6. Деталь кремнистого прослоя в молибденитовом сферолите. Черное — молибденит, в центре — кварцин тонковолокнистого строения, вверху — зернистый жильный кварц. Прозрачный шиф. Николи скрещены. Увел. 38.

Морфологические особенности строения молибденитовых агрегатов — их почковидный облик, концентрически-зональное и радиально-лучистое строение, появление трещин, напоминающих собою трещинки усыхания гелей, указывают на коллоидную природу их происхождения.

Реликты первичной колломорфной структуры наблюдаются и в жильном кварце, характерной особенностью которого является присутствие среди сплошной грубозернистой кварцевой массы зерен зонального строения. При микроскопическом изу-

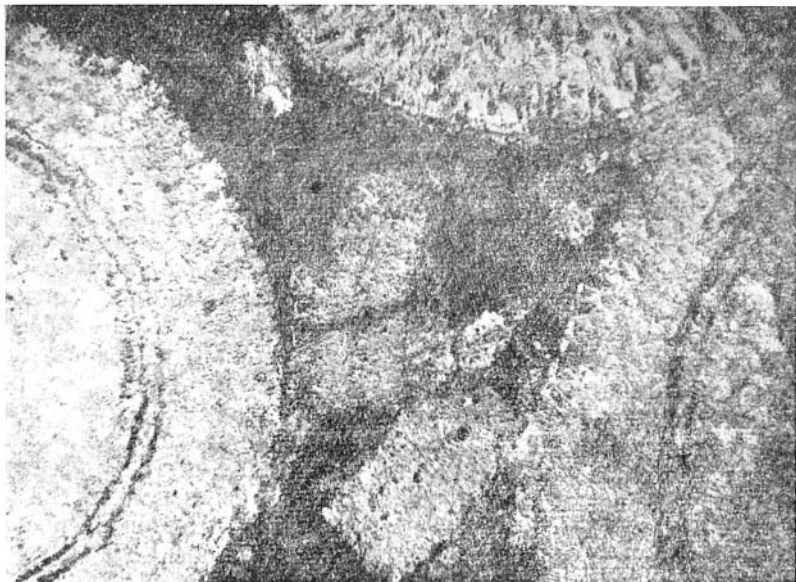


Рис. 7. Строение молибденитовых сферолитов (светлое). В центре снимка расположены отдельные обрывки молибденитовых концентров, сцементированные нерудными минералами (темное). Полированный шлиф. Увел. 40.

чении выявляется сложное строение таких образований, в которых прежде всего четко различаются центральные части или ядра, с окружающими их оболочками из тонкозернистого кварцевого агрегата. Ядра, обладая более или менее правильной кристаллографической формой, в свою очередь часто характеризуются сложной внутренней структурой. В них обычно выделяется центральная часть ядра, сложенная более или менее однородно гаснущим кварцем, и периферическая — радиально-лучистого или розеточного строения, сказывающегося в секториальном угасании кварца. Также наблюдаются отчетливые последовательно возникающие зоны роста кристаллов, которые обычно отделены друг от друга прерывистыми полосками, состоящими из мелких кварцевых зерен или газово-жидких включений.

Нередко в пределах одного зерна можно проследить все переходы от кварца радиально-лучистого и перистого строения в секториально-угасающий и, наконец, в обычный зернистый кварц. Необходимо отметить, что внешние ограничения

оболочек повторяют контуры лишь в самых общих чертах; наблюдаются случаи, когда одной и той же оболочкой из тонкозернистого кварца окружены не одно, а два сложных кварцевых ядра. Для кварцевых оболочек, наряду с тонкозернистым строением, характерно и перистое строение отдельных зон, которые постепенно переходят в обычный зернистый агрегат кварца.

В целом сферолитовые почковидные обособления молибденита по своим морфологическим особенностям и внутреннему строению тождественны типичным метаколлоидным образованиям, описанным в литературе для многих других минералов. Как уже отмечалось выше, реликты колломорфных образований характерны также и для жильного кварца, который парагенетически тесно связан с молибденитом. Однако степень сохранности колломорфных кремнеземистых образований значительно ниже, чем аналогичных образований молибденита. Это различие в степени кристалличности молибденитовых и кварцевых масс является, по всей вероятности, не первичным, а вторичным, т. е. результатом различной способности обоих минералов к перекристаллизации. Характерно, что признаки проявления динамометаморфизма крайне слабо выражены. Об этом свидетельствует совместное нахождение в пределах одного и того же шлифа совершенно однородных по структуре зерен кварца с зернами, достаточно отчетливо сохранившими еще первичное зонарное строение. Поразительны по своей сохранности также и совершенно правильные сферолиты молибденита. Возможно, преобразование кремнезема связано не столько с процессами динамометаморфизма, сколько с термальным метаморфизмом, да и сам фактор времени, как давно уже известно, может играть немаловажную роль при преобразовании отвердевших гелей кремнезема.

Спектрографически в молибдените почти постоянно устанавливается присутствие Fe и Pb, значительно реже — Bi, Cu, Sg и Sn. В одной пробе молибденита из гранитного прожилка среди магнетитовых руд Шерегеша (карьер Главного участка) спектрографически обнаружены Re и W.

Пирит. Это наиболее распространенный минерал из всех сульфидов. Он в том или ином количестве присутствует не только почти во всех типах руд, но и широко распространен во многих рудовмещающих породах.

Содержание пирита в рудах отдельных месторождений района различно. Из железорудных месторождений пирит наиболее обилен в рудах Кочуринского, затем Шалымского и

Шерегешевского месторождений. Руды Таштагола характеризуются очень низким содержанием сульфидов вообще и пирита в частности. Характерно, что полиметаллические руды Тургеневского месторождения бедны пиритом.

Формы обособлений пирита в рудах весьма разнообразны: вкрапленность, сплошные полосы и струи, секущие прожилки и т. п. Реже пирит образует мономинеральные линзообразные тела мощностью в несколько метров. Одна из таких пиритовых линз мощностью до 2,5 м была вскрыта карьером № 1 рудника Шалым.

В магнетитовых рудах широко развиты типичные метакристаллы пирита. Они характеризуются неравномерным распределением, идиоморфизмом зерен и наличием внутри кристаллов пойкилитовых включений окружающего магнетита. Последние наиболее обильны в пиритах Кочуринского месторождения. Метакристаллы пирита характерны и для вмещающих нерудных пород — метаморфических сланцев, известняков и т. п.

Величина зерен пирита в рудах (в том числе и полиметаллических) большей частью незначительна и обычно редко превышает сотые и десятые доли миллиметра. Исключением являются кристаллы пирита, образующие совместно с кальцитом или амфиболом гнездообразно-прожилковые обособления среди скарнов и руд. Размер граней пирита в этом случае достигает 1—2 см. Изредка наблюдаются друзы прекрасно образованных кристаллов пирита, выросшие на стенках пустот в скарно-рудных образованиях. В сульфидно-магнетитовых рудах Шалымского месторождения имеются пиритовые выделения резко выраженного пластинчатого облика, образующие совместно с мушкетовитом агрегаты радиально-лучистого и нередко концентрически-зонального строения. Механизм образования таких агрегатов будет освещен в следующем разделе в связи с описанием текстур руд.

Пирит, как один из наиболее ранних по времени выделения среди сульфидных минералов, нередко замещается другими минералами. В отдельных месторождениях (Кочуринское) особенно резко проявлен процесс замещения пирита халькопиритом. В некоторых случаях можно проследить все стадии замещения — от незначительного разъедания внешнего контура отдельных идиоморфных зерен пирита до почти полного замещения, когда на месте зерен пирита остаются только мелкие разобщенные точечные реликты. Иногда контуры кристаллов пирита отлично сохраняются (рис. 8). Это явление

псевдоморфизации, представляющее, по Д. П. Григорьеву (1955), один из типов химического изменения минералов. Преобразование пирита в халькопирит указывает на интенсивное воздействие на этот минерал медьсодержащих растворов. В рудах и скалах, несомненно, существуют и другие более поздние генерации пирита. Таковы в рудах Шерегеша мелкозернистые выделения пирита в смеси с магнетитом, образовавшиеся метасоматическим путем по пирротину. При этом

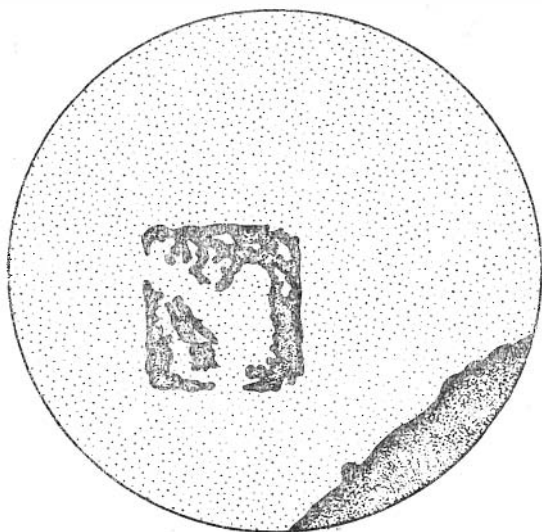


Рис. 8. Скелетная структура замещения пирита (зерно в центре) халькопиритом. Полированный шлиф. Увел. 300. Кочуринское месторождение.

встречаются псевдоморфозы по пирротиновым зернам пирита в смеси с магнетитом, с закономерным расположением новообразований по отношению к пирротину. В этом случае возникновение спаренных анионов $[S_2]^{2-}$, а вместе с этим и дисульфида железа происходит при условии выноса из кристаллической решетки пирротина части ионов железа, образующих самостоятельные минералы иного состава в ассоциации с новообразованиями пирита или марказита (Н. В. Белов, 1953, А. Г. Бетехтин, 1955).

Наконец, к наиболее молодым образованиям следует отнести пирит, находящийся в жильных гранитах Шерегеша в ассоциации с молибденитом, флюоритом и некоторыми другими

гидротермальными минералами. Это свидетельствует о наложении на скарново-рудные образования данного месторождения сульфидной минерализации, генетически связанной с Мустаг-Сарлыкским гранитоидным плутоном.

Пирит железорудных месторождений детально изучался спектрографически. Всего было исследовано более 60 проб пирита. Из наиболее часто встречающихся примесей в пиритах следует отметить Co, Zn и Cu. Реже и обычно в меньших количествах наблюдаются As, Pb, Ti, Ni и Ag и в единичных случаях — Bi, Mo, Sn и V. Распределение отдельных элементов-примесей в пиритах будет рассмотрено более подробно в седьмой главе.

Марказит. Этот минерал встречается в незначительных количествах лишь в рудах Шерегешевского месторождения, где он преимущественно образует типичные для экзогенного марказита тонкозернистые агрегаты по пирротину. Реже наблюдаются колломорфные выделения концентрически-зонального строения. Последние, как указывает А. Г. Бегехтин (1955), могут образоваться за счет пирротина и при гидротермальных условиях. Однако точно установить это трудно.

Вместе с тем, в пределах месторождения встречаются, правда очень редко, пластинчато-перистые агрегаты и эвгедральные зерна марказита (например, обр. 1234, скв. 219 и др.). При скрещенных николях, обладая сильной анизотропией, они ведут себя как индивиды, а не состоят из агрегата зерен, как это наблюдается при замещении марказитом пирротина. Это скорее гипогенный марказит. Чаше он встречается по периферии пустоток, выполненных кальцитом и является, по времени своего выделения, более низкотемпературным в сравнении с пиритом, обычно присутствующим совместно с марказитом в виде идиоморфных кристаллов.

Наблюдаются также и сложные пирито-марказитовые агрегаты в тесном срастании с халькопиритом, генетическую природу которых установить не удалось.

Арсенопирит. Относительно редко встречающийся минерал. Подобно висмутину обнаружен лишь в Шалымском и Шерегешевском месторождениях.

В Шалымском месторождении он наблюдается в виде редкой вкрапленности либо в жильном кварце, развивающемся вдоль зоны нарушения, либо в кальцитовых прожилках, секущих магнетитовые руды.

Макроскопически в кварцевых жилах арсенопирит образует мелкие (1—4 мм), но прекрасно выраженные кристал-

лы оловянно-белого цвета, короткостолбчатого или псевдопирамидального облика со штриховатостью граней вдоль оси *c*.

В Шерегешевском месторождении немногочисленные зерна арсенопирита размером от 0,02 до 0,08 мм нами встречены всего лишь в двух полированных шлифах, приготовленных из сульфидно-магнетитовой руды: первый — Болотного (обр. 905, скв. 176, глубина 375 м), второй — Второго рудного участка (обр. 786, скв. 204). В образце из Болотного участка арсенопирит находится совместно со сфалеритом, заполняющим трещину среди магнетитового агрегата.

Спектральный анализ арсенопирита Шалымского месторождения показал присутствие следующих элементов: Fe, As и Co — очень сильные линии, Ni, Cu и Mn — средние, Sb, Ca и Si — слабые, Cd — очень слабые и Ga — следы.

Теннантит. Присутствие теннантита в незначительных количествах совместно с пиритом, сфалеритом, халькопиритом и карбонатом впервые было отмечено Н. А. Батовым (1935) в рудах Таштагольского месторождения.

Оптические свойства минерала под микроскопом следующие: изотропен, отражательная способность около 29%. Характерны блёклый зеленовато-кремовый (оливковый) оттенок и красные внутренние рефлексy. После травления HNO_3 приобретает слабый белесо-желтый оттенок.

Минерал из группы блёклых руд также в ничтожных количествах присутствует и в Кочуринском месторождении, где он в парагенезисе с халькопиритом и сфалеритом входит в состав кварц-кальцитовых прожилков, секущих основную магнетитовую или пирито-магнетитовую массу (обр. 1402, скв. 89, глубина 89 м). В шлифе под микроскопом блёклая руда наблюдается в ангедральных выделениях среди сфалерита и халькопирита или чаще всего располагается на границе между ними. В отличие от блёклой руды Таштагола обладает не красными, а густыми буровато-красными внутренними рефлексами и, возможно, принадлежит к тетраэдриту.

Кроме того, блёклая руда с оптическими свойствами, аналогичными таковой Таштагольского месторождения, установлена в Тургеневском полиметаллическом месторождении в виде редких зерен, не превышающих по размеру 0,1 мм. Здесь этот минерал также находится в ассоциации с пиритом, сфалеритом, галенитом и халькопиритом; выпадает из растворов одним из последних при повышении концентрации кислорода в окружающей среде.

Из-за трудности диагностики, при ничтожных по размеру выделениях блёклой руды, уверенное отнесение ее к той или иной разновидности пока не всегда возможно.

Флюорит. Наиболее обычные формы выделения флюорита — тонкие прожилки и гнездообразные обособления или мелкие друзы среди руд и рудовмещающих пород всех месторождений. Содержание флюорита в рудах как в магнетитовых, так и полиметаллических обычно незначительно, и только в пределах Таштагольского месторождения спорадически встречаются магнетитовые руды с вкрапленностью фиолетового флюорита, составляющего до 4—5% всей массы штуфов. В этом случае под микроскопом отчетливо видно замещение магнетита флюоритом и сопутствующими ему гидротермальными минералами (кварц, кальцит).

В качестве акцессорного (и в то же время наложенного) минерала флюорит встречается в протолочках сиенитов и гранитов.

По времени отложения флюорит, несомненно, принадлежит к наиболее поздним и низкотемпературным гидротермальным образованиям.

Гематит. Присутствует в рудах и рудовмещающих породах всех железорудных месторождений Кондомской группы. Однако содержание его далеко неодинаково в отдельных месторождениях. В наибольших количествах гематит наблюдается в Таштаголе и особенно — в Кочуре, значительно менее он распространен в Шалымском и Шерегешевском месторождениях.

Как продукт гидротермального разложения андрадита и салита гематит наблюдается в скарнах, а также и в рудах, образовавшихся на месте скарнов. При этом гематит часто превращается в мушкетовит. Образование последнего за счет гематита не вызывает сомнений, так как внутри мушкетовита обычны тонкие реликтовые пластинки гематита. Восстановление гематита до магнетита обычно связано с воздействием сульфидных растворов. При этом сульфиды (преимущественно пирит) нередко развиваются вдоль пластинок мушкетовита, частично разъедая и замещая последний.

Макроскопически гематит в скарнах и рудах легко различается в виде мелких пластинок, нередко обособляющихся в радиально-лучистые розетковидные агрегаты. В парагенезисе с гематитом в скарнах находится эпидот, кварц и кальцит, совместно с которыми он нередко образует и тонкие метасоматические прожилки. В этой ассоциации эпидот является

наиболее ранним минералом и интенсивно замещается гематитом (рис. 9).

В Таштагольском месторождении часто можно наблюдать каймы гематита вокруг линзовидно-прожилковых обособлений кальцита среди гидротермально измененных гранатовых скарнов (рис. 10).



Рис. 9. Взаимоотношение гематита (черное) с эпидотом (серое). Прозрачный шлиф. Увел. 40. Таштагольское месторождение.

Широко развиты, особенно в пределах Кочуринского месторождения, гематитовые, кварцево-гематитовые, кварцево-кальцито-гематитовые, хлорито-гематитовые и т. п. прожилки, генетически не связанные с разложением железосодержащих скарновых минералов (на Кочуринском месторождении гранатовые скарны практически отсутствуют). Это поздний гематит, образовавшийся после сульфидной минерализации. В отличие от более раннего гематита, связанного с разложением скарновых минералов, поздний гематит не подвергается мушкетовитизации.

В заключение необходимо отметить, что гематитизация охватывает широкие ореолы, нередко выходя за пределы собственно рудных полей. Так, выделения гематита в виде единичных пластинок и их гнездообразные скопления характерны для осветленных альбитизированных кератофигов Шалыма. Тонкие прожилки гематита наблюдаются по трещинкам отделимости сиенитов Шалымского массива.

Шпинель. В незначительных количествах отмечена в Ша-

лымском и Шерегешевском месторождениях. В мраморизованных известняках последнего мелкая вкрапленность шпинели в паргенезисе с форстеритом, серпентином, роговой обманкой и биотитом нами встречена на Втором Рудном и Болотном участках. Изредка выделения этого минерала наблюдаются в гнездах кальцита (вероятно, реликтового) среди сульфидно-магнетитовых руд и карбонатсодержащих гранатовых скарнов. Физические свойства и химический состав шпинели детально описаны Н. Г. Суминым (1950).

Магнетит. Является основным рудообразующим минералом и полезным компонентом руд рассматриваемой группы железорудных месторождений. Подобно подавляющему большинству месторождений контактово-метасоматического типа осаждение магнетита произошло после образования главной массы скарновых минералов, но до основной фазы сульфидной минерализации.

Развитие магнетита происходит как за счет замещения гранатовых, гранато-пироксеновых и пироксеновых скарнов, так и за счет вмещающих эффузивно-осадочных преимущественно карбонатсодержащих пород (известняков). Отложение

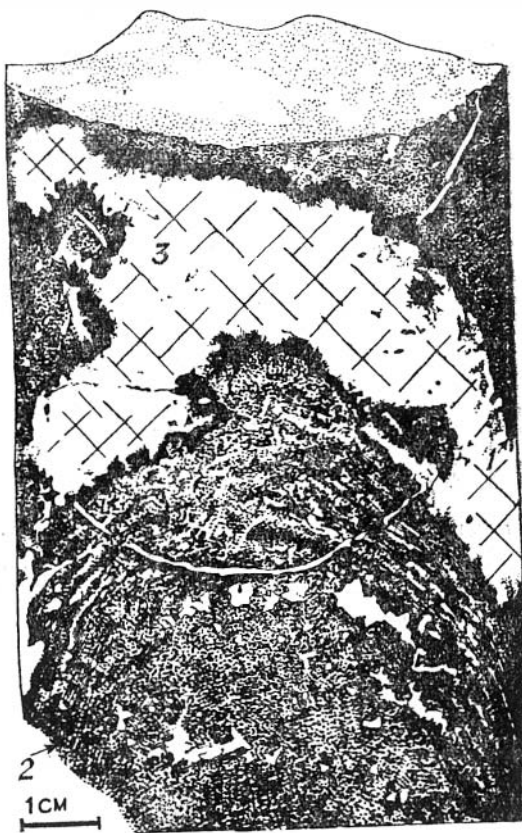


Рис. 10. Каймы гематита (1) в контакте гидротермальноизмененного гранатового скарна (2) с кальцитом (3). Зарисовка штуфа керна. Таштагольское месторождение.

магнетита при замещении карбонатсодержащих пород особенно широко проявлено в тех месторождениях, где скарны незначительно развиты (Таштагол) или почти совсем отсутствуют (Кочуриновское месторождение).

Роль карбонатных пород в образовании магнетитовых руд контактово-метасоматического типа общеизвестна, и для данной группы месторождений (на примере Таштагола) недавно была детально рассмотрена в работах С. С. Лапина (1954) и Г. Л. Поспелова (1954). Однако следует подчеркнуть, что даже в пределах тех месторождений, где наиболее развиты скарны (Шалым, Шерегеш), магнетитовое оруденение нередко выходит за пределы скарного ореола и накладывается непосредственно не только на карбонатные породы, но и на сиениты, габбро-порфиры и т. п. Более детально этот вопрос будет рассмотрен в следующем разделе нашей работы.

Отложение магнетита имеет сложную историю. Подавляющая масса магнетита всех железорудных месторождений, несомненно, предшествовала осаждению сульфидных минералов. Об этом свидетельствуют типичные структуры замещения и пересечения. Пиритизация магнетита иногда происходит с образованием скелетных структур, когда среди новообразований пирита наблюдаются разобщенные реликтовые пластинки магнетита в виде геометрических фигур. Вместе с тем наблюдается и магнетит, более позднее образование которого по отношению к сульфидам не вызывает сомнений. Этот магнетит образует тонкие извилистые прожилки в пирротине, пирите и даже в сфалерите, облекает каймами зерна пирита, интенсивно разъедая их.

В одном из рудных штуфов Болотного участка (Шерегеш) четко выявляются три возрастные генерации магнетита. Магнетит ранней генерации составляет основную массу руды, магнетит второй генерации образуется в результате распада пирротина. Этот магнетит наблюдается в смеси с пиритом, образуя, как уже выше отмечалось, псевдоморфозы по пирротинным зернам. Магнетит третьей генерации представлен мушкетовитом, образующим тонкие прожилки, секущие пирит, пирротин, халькопирит, а также и псевдоморфные образования пирита в смеси с магнетитом по пирротину. Образование магнетита третьей генерации за счет гематита подтверждается присутствием кое-где реликтов последнего внутри пластинчатых выделений мушкетовита.

Наблюдаются также друзовые выделения мелких кристал-

лов магнетита на сфалеритовых агрегатах, особенно в контакте последних с линзовидно-прожилковыми, гнездовыми обособлениями кальцита.

Однако, несмотря на относительно многочисленные примеры, указывающие на отложение магнетита после тех или иных сульфидных минералов, масштабы этих явлений незначительны и ни в коей мере не соизмеримы с отложением магнетита ранней генерации (или основной фазы оруденения).

Внутреннее строение зерен магнетита либо однородное, либо зональное. Последнее обычно выявляется при травлении насыщенным раствором хлористого олова в концентрированной соляной кислоте. Нередко зональность обнаруживается и без применения химических реагентов благодаря различию в микропористости отдельных зон в магнетите.

Кроме того, при травлении полированных шлифов в парах концентрированной соляной кислоты были установлены необычные фигуры, не описанные ранее ни одним из исследователей магнетитовых руд не только Кондомского района, но Сибири вообще¹. В связи с этим они и привлекли наше внимание.

Под микроскопом наблюдается большое разнообразие в форме фигур травления — от единичных палочкообразных, пластинчатых или розетковидных, крестообразных выделений до очень сложных узоров, с трудом поддающихся зарисовке. В отдельных шлифах выявилось преимущественное образование фигур травления вдоль тончайших (микроскопических) трещинок.

Несколько примеров описываемых фигур травления магнетитов представлены на зарисовках (рис. 11—12).

Следует отметить следующие обстоятельства, позволившие расшифровать природу этих фигур травления магнетита:

1. Фигуры травления выявлены в магнетитовых рудах всех месторождений Кондомской группы, так же, как и в рудах ряда других железорудных месторождений Западной Сибири.

2. Фигуры травления в равной степени выявляются в магнетитах руд различного текстурного облика (в массивных, вкрапленных, брекчиевидных и т. п.), так же, как и в магнетитовых рудах, образовавшихся путем замещения различных по составу горных пород (известняков, сиенитов, габбро-порфиров и т. п.).

¹ По устному сообщению А. Д. Генкина, аналогичные фигуры травления недавно были выявлены и детально изучены В. П. Рахмановым в магнетитах руд КМА.

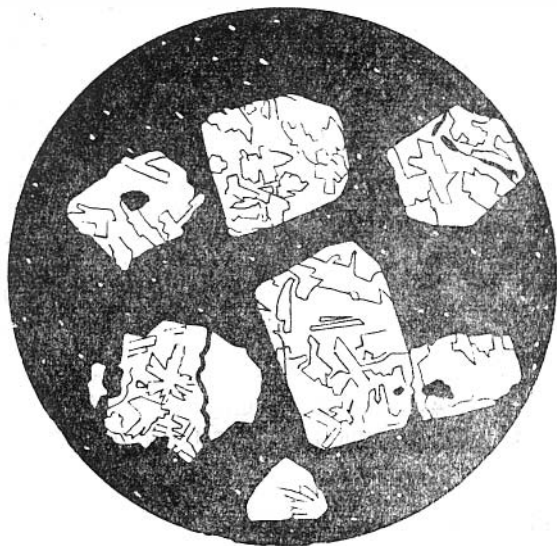


Рис. 11. Фигуры травления в идиоморфных кристаллах магнетита (свет-
лое). Протравлено в парах концентрированной соляной кислоты. Полиро-
ванный шлиф. Увел. 400. Шерегешевское месторождение.



Рис. 12. Полосовидное распределение фигур травления в магнетите (вдоль-
тончайших трещинок). Черное — кальцитовый прожилок. Полированный
шлиф. Увел. 400. Шерегешевское месторождение.

3. Фигуры травления были получены в кристаллах магнетита из друз, образовавшихся в результате перекристаллизации мелкозернистого магнетита, либо выросших на стенках трещинок в скарных породах.

Таким образом, отсутствует какая-либо взаимосвязь с появлением фигур травления в магнетитах и условиями образования последних.

4. И, наконец, после незначительной доводки шлифов, предварительно протравленных в парах HCl , вновь получаемые фигуры травления на одном и том же месте по форме, размеру и характеру распределения резко отличны от таковых, полученных при первом травлении. Другими словами, при повторном травлении шлифов одинаковых фигур травления ни в одном случае не было получено.

Приведенные данные свидетельствуют о том, 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. Исходя из этого, становится объяснимым более интенсивное затравление магнетита вдоль трещинок и отсутствие эффекта травления при наложении капли HCl на полированную поверхность, т. е. без доступа воздуха.

Химические анализы магнетита из различных месторождений приведены в табл. 3.

Для получения максимально мономинеральных фракций магнетита (для анализа) был использован магнитофугальный анализатор, сконструированный старшим научным сотрудником Института геологии и геофизики СОАН СССР С. С. Лапиным. Предварительно образцы магнетитовых руд подвергались очень тонкому истиранию в агатовой ступке, затем они пропускались через магнитофугальный анализатор, работающий на трехфазном переменном токе. Разделение проб в этом приборе проводится в бегущем магнитном поле при встречном движении водной струи.

Следует отметить, что, несмотря на принятую методику приготовления проб для анализа, не удалось получить абсолютно однородного материала. Об этом свидетельствует наличие в пробах, правда, в большинстве случаев в крайне незначительных количествах SiO_2 и отчасти CaO , изоморфное вхождение которых в решетку магнетита вряд ли возможно. С другой стороны, присутствие других окислов, и прежде все-

Химический состав магнетита, весов. %

	Ш е р е г е ш					Ш а л ы м				Т а ш т а г о л				К о ч у р а			
	обр. 2г	обр. 1188	обр. 1269	обр. 880	обр. 1003	обр. 320	обр. 633	обр. 1090	обр. 1098	обр. 1338	обр. 1409	обр. 1126	обр. I	обр. 1041	обр. 568	обр. 1039	обр. 1044
SiO ₂	0,26	0,62	0,32	1,38	0,86	0,21	1,50	0,76	1,94	0,68	0,61	1,25	0,35	0,42	1,08	1,10	1,31
TiO ₂	0,32	0,20	0,76	0,20	0,32	0,29	0,13	0,10	0,19	0,10	0,25	0,23	0,07	0,25	нет	0,23	0,15
Al ₂ O ₃	2,48	1,51	0,87	3,11	2,33	1,92	0,70	1,75	1,50	2,09	0,73	0,77	0,72	1,54	0,90	0,22	1,92
Fe ₂ O ₃	71,81	69,57	68,35	68,61	71,81	—	66,14	70,92	67,74	72,71	69,30	67,30	—	—	66,96	68,61	—
FeO	25,50	25,11	29,96	26,73	26,32	—	30,20	25,11	29,45	24,30	29,24	30,23	—	—	29,55	29,06	—
Fe _{общ.}	69,99	—	—	—	70,31	72,19	—	—	—	—	—	—	72,09	71,56	—	—	70,94
MnO	1,60	2,06	0,39	0,90	0,50	0,30	0,13	0,33	0,46	0,04	0,25	0,05	0,11	0,02	0,19	0,05	0,02
MgO	0,79	0,83	0,18	0,69	0,18	0,18	0,36	0,98	0,29	1,03	0,23	0,04	нет	0,47	0,47	0,04	0,33
CaO	нет	нет	0,10	0,80	нет	нет	0,31	нет	нет	нет	0,35	0,45	0,03	нет	0,10	1,05	нет
Сумма	99,73	99,90	100,93	102,42	99,40	—	99,47	99,95	101,57	100,95	100,90	100,32	—	—	99,25	100,36	—

Примечание. Химические анализы обр. №№ 1269, 633, 1098, 1409, 1126, 568 и 1039 выполнены в аналитической лаборатории Химико-металлургического института СОАН СССР (аналитик А. Е. Коротких); обр. №№ 21, 1188, 880, 1003, 320, 1090, 1338, 1041, 1044 — в лаборатории обогащения Института горного дела СОАН СССР (аналитики В. В. Крушевская и В. Г. Толстикина); обр. I — в Центральной химической лаборатории ЗСГУ.

го TiO_2 и MnO , в подавляющей своей массе определенно связано с вхождением их в кристаллическую решетку магнетита. Это доказывается отсутствием других (помимо магнетита) Ti и Mn содержащих минералов не только в анализированном материале, но и в исходных пробах руд. Поэтому колебания в содержании этих элементов заслуживают внимания.

В некоторых анализах магнетита наблюдается завышенное содержание Fe_2O_3 , что, вероятнее всего, связано с частичным окислением магнетита в процессе приготовления (истирания и просушивания) и хранения тонких порошков магнетита.

Из других элементов-примесей в незначительных количествах отмечается цинк, галлий, ванадий, хром, медь, никель и кобальт. О закономерностях распределения элементов-примесей в магнетитах будет сказано в главе 10.

В табл. 4 приведены результаты рентгеновского анализа 4 проб магнетита (выполнены Д. К. Архипенко).

Таблица 4

Рентгенограммы магнетита

№ линии	1		2		3		4		hkl	5	
	I	$d(hkl)$	I	$d(hkl)$	I	$d(hkl)$	I	$d(hkl)$		I	$d(hkl)$
1	—	—	—	—	—	—	0,5	4,27	200	1	4,21
2	6	2,98	6	2,98	6	2,98	6	2,98	220	6	2,99
3	—	—	—	—	—	—	2p	2,72	—	—	—
4	10	2,53	10	2,53	10	2,53	10	2,53	311	10	2,541
5	3	2,42	1	2,42	—	—	—	—	222	3	2,428
6	8	2,09	6	2,09	7	2,09	7	2,09	400	7	2,098
7	5	1,71	4	1,71	4	1,71	4	1,71	422	5	1,710
8	9	1,61	9	1,61	9	1,61	9	1,61	333,511	9	1,612
9	9	1,47	9	1,47	9	1,47	9	1,47	440	9	1,479
10	2	1,32	1	1,32	—	—	2	1,32	620	3	1,325
11	4	1,27	4	1,27	4	1,27	4	1,27	533	5	1,277
12	1	1,26	1	1,26	1	1,26	1	1,26	622	2	1,264
13	3	1,209	1	1,209	1	1,209	1	1,209	444,553	3	1,209
14	—	—	—	—	—	—	—	—	711,551p	1	1,174
15	4	1,119	4	1,119	3	1,119	4	1,119	642	4	1,119
16	8	1,091	8	1,091	8	1,091	8	1,091	731,553	8	1,091
17	6	1,047	5	1,047	6	1,047	5	1,047	800	6	1,047

Примечание. 1 — обр. № 815 (Шерегеш); 2 — обр. № 880 (Шерегеш); 3 — обр. № 320, (Шалым); 4 — обр. № 1042 (Кочура); 5 — магнетит по В. И. Михееву (1957). Рентгенограммы снимались в камере ВРС-3, Д-143,25 мм. Fe излучение, экспозиция 320 *max*, интенсивность по 10-балльной шкале.

Все рентгенограммы оказались одинаковыми и полностью соответствующими стандартной рентгенограмме этого минерала по В. И. Михееву (1957).

Исключением является лишь линия № 3 в образце магнетита Кочуринского месторождения. Эта линия очень слабой интенсивности, размытая; ее появление, по-видимому, связано с крайне незначительной примесью гематита.

Было проведено также иденцирование линий рентгенограмм. Все индексы совпали с табличными (за исключением линии № 3 в рентгенограмме 4).

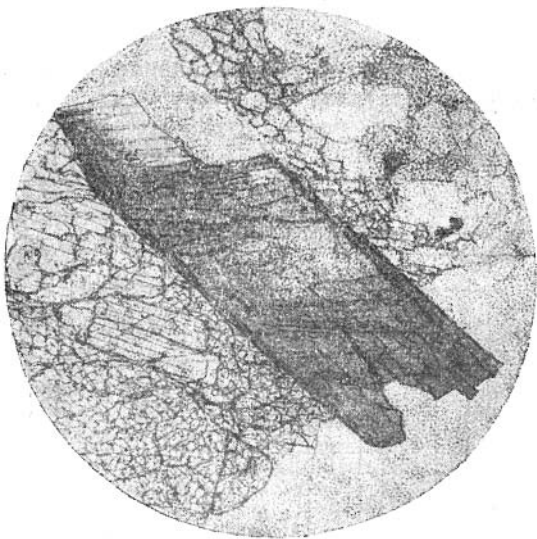


Рис. 13. Кристалл рутила в граните. Прозрачный шлиф. Николи параллельны. Увел. 35.

Рутил. В виде единичных кристаллов темно-коричневого цвета, длиной до 2 мм, чаще встречается в приконтактовых гранитах и их жильных производных, развитых в пределах Шерегешевского месторождения (рис. 13).

Под микроскопом характеризуется призматическим обликом, высоким рельефом и буровато-красной окраской, не изменяющейся при скрещенных николях. Нередки коленчатые двойники. На гранях кристаллов рутила отчетливо видны следы разъедания.

Из других месторождений этот минерал изредка встречается

ся в скарнах Шалыма в ассоциации с концентрически-зональными агрегатами граната и в жильных сиенит-порфирах Кочуры.

Сетчатые сростки двойников волосовидного рутила (сагениита) изредка встречаются в хлоритизированном биотите грейзенизированных разностей гранитов Мустагского массива в районе гор Киземес.

Спектрографически в аксессуарном рутиле из гранит-аплита Шерегеша (карьер Главного участка) помимо титана установлено присутствие в значительных количествах железа, марганца и олова (сильные линии), а также ниобия и некоторых других элементов-примесей.

Значительные количества ниобия в некоторых разностях этого минерала указывают на возможность присутствия в жилах пегматит-аплита наряду с аксессуарным рутилом, также и аксессуарного ильменорутила.

Кварц. По происхождению кварцевые проявления в рудах и скарнах можно подразделить на две основные группы: 1) кварц горных пород (реликтовый) и 2) гидротермальный.

Многие вмещающие горные породы (сиениты, кератофиры, различного рода метаморфические сланцы, порфиroidы и т. п.) в своем составе содержат кварц. Зерна последнего при процессах скарнообразования и рудного метасоматоза нередко в той или иной мере сохраняются от замещения и таким образом входят в состав руд. Однако основная масса кварца последних имеет гидротермальное происхождение.

Температурный и временный диапазон отложения гидротермального кварца, видимо, достаточно широк. Кварц как продукт разложения скарновых минералов (особенно граната) присутствует в различных типах магнетитовых руд и скарнов. Кварцевые выделения совместно с кальцитом, гематитом и эпидотом более обильны среди гранатовых скарнов Таштагола, чем Шалыма или Шерегеша. Это связано с закономерным увеличением интенсивности поздних гидротермальных процессов по мере движения от Шерегеша к Кочуре. Поскольку в пределах последнего гранатовые скарны практически отсутствуют, кварц, наряду с гнездообразнопрожилковыми обособлениями, в ряде случаев в значительных масштабах замещает мраморизованные известняки.

Микроскопический анализ взаимоотношений между минералами показывает, что в рудах и скарнах начало отложения кварца в основном предшествовало кальциту. В сульфидно-магнетитовых рудах Шерегеша, с одной стороны, ясно уста-

навливается отложение части кварца после магнетита и пирита, но раньше сфалерита, с другой — широко развиты наиболее поздние кварцевые, кварц-кальцитовые прожилки (иногда с флюоритом и альбитом), резко накладывающиеся на все рудные образования и их вмещающие породы.

Из других особенностей выделения кварца можно отметить его волокнистые или стебельчатые агрегаты, наиболее охотно развивающиеся на гранях пирита (в «тнях давления»).

В зонах тектонических нарушений (местных и региональных) кварцевые выделения несут резко выраженные следы многократного раздавливания и перекристаллизации с образованием гранобластовых структур (Тургеневское месторождение).

Кальцит. Это один из широко распространенных нерудных минералов всех месторождений района. Формы проявления кальцита весьма разнообразны: крупные гнезда, вкрапленность и прожилковые обособления. Распределение его в рудах и скарнах, как правило, неравномерное, с образованием различного рода текстурных рисунков, которые будут детально рассмотрены ниже.

По мнению С. С. Лапина (1954), кальцит в магнетитовых рудах является преимущественно остаточным. Не умаляя значения остаточного или реликтового карбонатного материала в составе руд и скарнов, следует подчеркнуть различную генетическую природу кальцита и его длительную и сложную историю в ходе формирования месторождений. Так, например, кальцит пользуется распространением не только в магнетитовых рудах и скарнах, сформировавшихся за счет замещения карбонатсодержащих пород, но и в типичных эндоскарнах. Как один из конечных продуктов гидротермального разложения граната, пироксена и эпидота кальцит в тех или иных количествах почти повсеместно встречается как в рудах, так и в метасоматически измененных рудовмещающих породах. Изучение взаимоотношений гидротермального кальцита с другими минералами указывает в подавляющем большинстве случаев на позднее его отложение. Кальцит цементирует и замещает магнетит, гранат, пирит и пирротин, образует скелетные структуры по зонарному гранату и магнетиту и, наконец, один или совместно с альбитом, кварцем, эпидотом, тонкими прожилками сечет все минералы.

Следует упомянуть о кальците, который в Шерегешевском месторождении со сфалеритом и галенитом выполняет молодые тектонические зоны нарушений (Болотный участок). В

пределах этого месторождения встречается розовый кальцит. Неполный химический анализ розового кальцита (обр. 931, скв. 191, глубина 264 м), образующего в скарпах совместно с актинолитом прожилки мощностью от 1 до 5 см, показал следующие результаты, весов. %:

CaO — 55,17	MnO — 1,33
MgO — 0,42	H ₂ O — нет
FeO — 0,31	нераствор. остаток — 0,27.

По этим данным можно заключить, что розовая окраска обусловлена повышенным содержанием в кальците окиси марганца. Гнездообразные и прожилковые обособления розового кальцита изредка наблюдаются и в других месторождениях.

Доломит, анкерит и сидерит. Доломит совместно с альбитом и кварцем встречен в виде тонких прожилков, секущих магнетитовые руды Кочуринского месторождения. Под микроскопом в проходящем свете буровато-серый, при скрещенных николях в некоторых зернах наблюдается полисинтетическое двойникование по (0221). Показатель преломления $N_m = 1,693$, что указывает на некоторую железистость описываемого доломита. Здесь, как и во всех других случаях, определение показателей преломления минералов производилось в иммерсионных жидкостях при дневном свете. После каждого определения показатель преломления жидкости уточнялся с помощью рефрактометра.

В Шалымском месторождении среди вмещающих рудные тела альбитизированных кератофилов часто встречаются прожилки желтого карбоната (например, в стенках карьера № 4), приобретающие на поверхности, в результате разложения, темную буровато-коричневую окраску. Мощность прожилков колеблется от 1—2 мм до 1—2 см. Показатель преломления N_m карбоната из такого прожилка (обр. 1064) оказался равным 1,7. Судя по этим данным, карбонат может быть отнесен к анкериту.

Совместно с анкеритом в небольших количествах встречается кварц и альбит. Последний образует тонкие оторочки друзовидного строения в зальбандах прожилков, в то время как центральные части их выполнены анкеритом с включениями единичных идиоморфных кристаллов кварца.

Сидерит отмечается преимущественно в виде тонких секущих прожилков в пределах Кочуринского месторождения. В единичных случаях мощность сидеритовых жил, как, напри-

мер, в керне скв. 68, достигает 1 м и более. В верхних горизонтах сидерит обычно сильно обохрен.

Барит. Пржилки барита изредка встречаются в Тургеневском полиметаллическом месторождении. Макроскопически он наблюдается в виде агрегатов зернистого сложения и светло-желтой окраски. В верхних горизонтах месторождения барит обычно обохрен за счет окисления и частичного выщелачивания включений сульфидов.

В шлифе зерна барита бесцветны, с отчетливо выраженной спайностью по (001) и (110); нередко полисинтетически сдвойникованы. Показатели преломления: $N_g = 1,648$, $N_m = 1,637$, $N_p = 1,636$ и соответственно $N_g - N_p = 0,012$.

Помимо сульфидных минералов в ассоциации с баритом обычны многочисленные выделения кварца. В зернах кварца и барита наблюдаются признаки грануляции и катаклаза.

Гипс. Встречен в эпидотово-гранатовой породе Болотного участка Шерегеша в виде бесцветных пластинчатых агрегатов, выполняющих полости крайне причудливых очертаний. Размеры полостей колеблются от мельчайших до 1 см и более в диаметре.

Наибольшие скопления этого минерала нами наблюдались в керне скв. 140, в интервале глубин 401—410 м, где содержание гипса в отдельных штуфах достигает 15—20% от всей массы породы.

Под микроскопом пластинки гипса совершенно бесцветные, с хорошо выраженной спайностью по (010) и прямым угасанием относительно трещин этой спайности. Показатели преломления: $N_g = 1,530$, $N_m = 1,523$, $N_p = 1,521$, $N_g - N_p = 0,009$.

Апатит. Как показывает микроскопическое изучение, все количество фосфора в первичных магнетитовых рудах практически связано с единственным минералом — апатитом. Он также присутствует в заметных количествах и в скарнах.

Размер зерен апатита колеблется в достаточно широких пределах — от сотых долей миллиметра до 4—5 см. Цвет апатита преимущественно белый, серовато-белый до светлого зеленовато-серого.

В Таштагольском месторождении, особенно в пределах рудного тела № 5Б, встречается апатит красно-бурой окраски. Кристаллы его имеют призматический облик с пирамидальным окончанием. В них совершенно развита призма (1010), которой сопутствует призма второго рода (1120) в виде узких граней. Размер кристаллов колеблется от 0,1—0,2 см до 2 см, с преобладанием 0,5 см до 1 см.

Под микроскопом в проходящем свете зерна апатита обладают неравномернопятнистой серовато-буровой окраской и обычно сильно трещиноваты. Оптические свойства таковы: $N_m = 1,635$, $N_p = 1,631$, $N_m - N_p = 0,004$. Необходимо отметить, что точное определение показателей преломления минерала затруднено из-за имеющихся в нем обильных включений слабо просвечивающего окрашивающего вещества.

Кристаллы апатита располагаются группами, нередко образуя среди сплошного магнетита сильно обогащенные участки, вытянутые по простиранию рудной залежи.

Кучные скопления апатита свойственны для руд и скарнов и других железорудных месторождений Кондомской группы. Так, в Шерегешевском месторождении гнездообразные скопления крупных кристаллов этого минерала нами были встречены в гранатовом скарне и во вкрапленных магнетитовых рудах Главного участка. Здесь кристаллы апатита в отличие от таковых Таштагольского месторождения обладают светлой зеленовато-серой окраской, при величине отдельных индивидов до 5 см по длинной оси (рис. 14). Содержание апатита в отдельных интервалах керна скважин №№ 151, 208 и некоторых других достигает 8—10% от общей массы скарна. Показатели преломления: $N_m = 1,632$, $N_p = 1,630$ и $N_m - N_p = 0,002$.

По своим оптическим свойствам апатит этого месторождения так же, как и Таштагольского, относится к фторапатиту.

В обоих описанных случаях апатит обладает отчетливо выраженным идиоморфизмом и, как правило, несет следы разведения и замещения. Даже микроскопически можно наблюдать, как крупные кристаллы апатита с периферии интенсивно замещаются магнетитом или даже гранатом; в результате, зерна апатита теряют свои идиоморфные очертания и приобретают округлые или совершенно неправильные очертания. Иногда крупные зерна разобщены массой магнетита на отдельные сегменты с зубчатыми очертаниями.

Все это свидетельствует о более ранней кристаллизации части апатита по сравнению с магнетитом, и возможно даже в некоторых случаях с гранатом.

Вместе с тем в магнетитовых рудах Таштагола, в пределах одного и того же шлифа, одновременно присутствуют как ранний красно-бурый апатит, так и более поздний. Зерна последнего под микроскопом отличаются бесцветностью и прямолинейностью своих граней при значительно меньших размерах кристаллов (0,05—0,1 мм) по сравнению с красно-бурым апа-

титом. Величина зерен последнего обычно составляет от 0,5 до 2 см. Поздний апатит, выделяясь после магнетита, нарастает на агрегаты его зерен и заполняет промежутки между ними. В ассоциации с ним присутствуют кварц, кальцит и хлорит. Мелкие бесцветные кристаллы длиннопризматического или игольчатого облика в ассоциации с гидротермальными

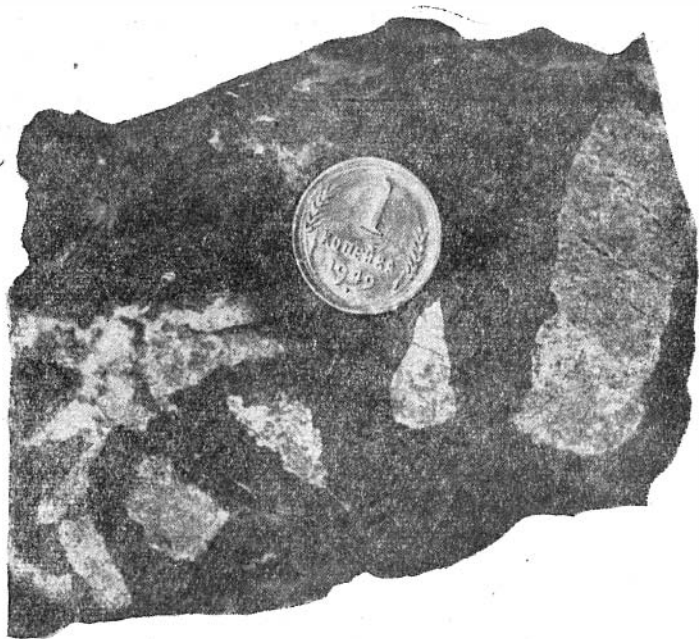


Рис. 14. Скопления апатита (светлое) в гранатовом скарне. Шерегешевское месторождение.

минералами часто встречаются среди концентрически-зональных агрегатов Шалыма. И, наконец, одним из наиболее поздних по времени отложения следует очевидно, считать апатит, встречающийся в виде редких включений в биотите, образовавшемся в связи с контактовым метаморфизмом скарноворудных образований Шерегеша со стороны Сарлыкского гранитного массива.

В целом максимальные концентрации апатита, нередко тяготеющие к контактовым зонам или наблюдающиеся непосредственно среди рудных тел, возможно, указывают на

основные пути следования рудных растворов подобно тому, как это было установлено Л. Н. Овчинниковым (1948, 1953) на примере уральских контактово-метасоматических месторождений.

Спектрографически в апатитах Шерегеша установлено присутствие Fe, Mn, As, Sr, Rb, Cu и некоторых других элементов.

Оливин. Встречен в нескольких шлифах метасоматически измененных карбонатных пород из контакта с сульфидно-магнетитовыми рудами Второго Рудного участка (Шерегеш).

Максимальные содержания оливина не превышают 10—15% от основной карбонатной массы породы с примесью шпинели (2—3%), термолита (5—8%) и рудных минералов (магнетит, сульфиды).

Под микроскопом оливин наблюдается в виде бесцветных, трещиноватых зерен изометрически неправильной или слегка удлинённой формы. Показатели преломления: $N_g = 1,703$, $N_m = 1,683$, $N_p = 1,668$, $N_g - N_p = 0,035$.

Трещинки в оливине заполнены серпентином, иддингситом и магнетитом.

Присутствие оливина и шпинели наводит на мысль о локальном развитии во вмещающих породах участка магнийсодержащих карбонатов. Однако содержание последних, видимо, незначительно, чтобы образовать типичные магнезиальные скарны.

Циркон. Этот минерал в скарново-рудных образованиях почти не встречается. Однако, в качестве аксессуарного минерала он присутствует во многих горных породах. Нами были изучены цирконы сиенитов и отчасти гранитов района. При этом подмечен ряд закономерностей, представляющих определенный интерес как с петрогенетической, так и с геохимической точек зрения. Эти закономерности сводятся к следующим положениям:

1. В образцах сиенитов, отобранных из одного и того же массива, содержание циркона изменяется в зависимости от интенсивности проявления в них послемагматических процессов. Максимальные количества циркона наблюдаются в малоизмененных разностях сиенитов, в то время как в альбитизированных разностях сиенитов содержание циркона заметно снижается почти до полного его исчезновения.

2. В соответствии с изменением количества циркона в сиенитах наблюдается и изменение морфологических особенностей их зерен, а именно, неизменным сиенитам более свойственны идиоморфные или слабо округлые очертания кристал-

лов циркона, в то время как для сильно измененных разностей характерны округлые (яйцевидные) или интенсивно корродированные зерна. При этом нередко одни ребра или грани кристаллов циркона сильно корродированы, другие хорошо сохраняют прямолинейность своих очертаний.

Отмеченные выше закономерности выведены на основании изучения сиенитов Кубесского, Шалымского и Таштагольского массивов. Сиениты Таштагола, особенно в пределах рудного поля, наиболее интенсивно преобразованы послемагматическими растворами, и поэтому они лишены не только всех первичных темноцветных минералов, но и большинства акцессорных, в том числе и циркона, считающегося исключительно стойким в химическом отношении минералом.

Примером сиенитов с обычным для них содержанием циркона являются сиениты Кубесского и Шалымского массивов в участках, не подвергшихся более или менее интенсивному воздействию послемагматических процессов, в том числе воздействию процессов альбитизации. В метасоматически же измененных сиенитах, развитых в пределах железорудных месторождений или вблизи их, циркон хотя и встречается, однако количество его снижается по сравнению с неизмененными сиенитами. Зерна циркона с корродированными гранями встречаются и в гранитах Сарлыкского массива, особенно в пределах Шерегешевского месторождения, где они также испытали воздействие послемагматических процессов. При этом на округлых зернах циркона иногда наблюдаются зубчатые оболочки и наросты, напоминающие таковые, описанные И. А. Преображенским для цирконов из гранитов Забайкалья (1955). Формы зерен цирконов из сиенитов и гранитов с корродированными гранями и наростами приведены на рис. 15—16. Для сравнения на рис. 17 приведены зарисовки зерен цирконов из гранитов Новосибирска. Следы корродирования циркона отчетливо наблюдаются и в этом случае.

Присутствие в сиенитах и гранитах округленных и в различной степени корродированных зерен циркона не может быть объяснено захватом их из вмещающих осадочных пород. Против такого объяснения говорят следующие факты: 1) приуроченность максимально корродированных зерен циркона к ореолам метасоматического преобразования сиенитов; 2) присутствие кристаллов, одни ребра и грани которых корродированы, а другие сохраняют прямолинейность очертаний (вплоть до сохранения острых углов) и, наконец, 3) нередко округленные кристаллы настолько малы (меньше 0,1—0,05 мм), что

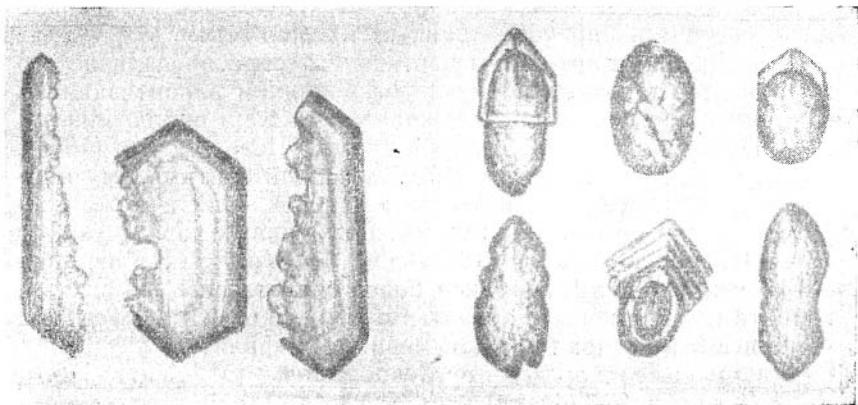


Рис. 15. Формы зерен цирконов из сиенитов Кондомского района. Примерное увел. 150.

Рис. 16. Формы зерен цирконов из гранитов Сарлыкского массива. Примерное увел. 75.

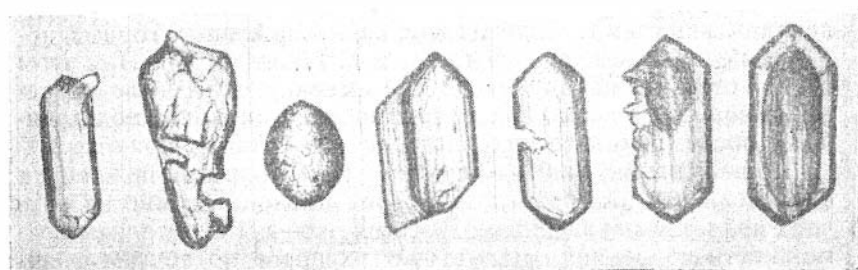


Рис. 17. Форма зерен цирконов из гранитов Новосибирска. Примерное увел. 100.

исключается возможность их окатывания при переносе в экзогенных условиях. Скорее всего мы имеем дело с химическим растворением цирконов под воздействием послемагматических растворов на изверженные горные породы.

Явления растворения цирконов, наряду с выростами и губчатыми оболочками, указывают на возможность некоторой миграции циркония в изверженных горных породах (В. А. Вахрушев, 1956₁). Химизм растворения цирконов не вполне ясен. Несомненно, что их растворение происходило под воздействием химически сильно активных послемагматических растворов, поскольку максимально корродированные зерна циркона

в сиенитах (и гранитах) приурочены к наиболее интенсивно метасоматически преобразованным их разностям.

Растворение цирконов и частичное перераспределение его компонентов в горных породах под влиянием альбитизации и гидромусковитизации подтверждается также и наблюдениями А. С. Павленко, Э. К. Вайнштейн и И. Д. Шевелевского (1957).

В литературе имеются попытки использовать форму цирконов при разрешении вопросов происхождения и даже возраста тех или иных типов изверженных горных пород. Так, по И. А. Преображенскому (1955) для Восточного Забайкалья округленные формы цирконов более свойственны варисским гранитам, а цирконы с зубчатыми оболочками и выростами чаще всего встречаются в киммерийских гранитах.

Рядом американских исследователей (М. Уатт, 1954, Р. Душатко и А. Полдерварт, 1955 и др.) округлая форма цирконов используется в качестве критерия для отличия гранитных пород, возникших в результате процессов гранитизации или контаминации, от гранитов магматического происхождения.

За осадочный характер округлых и в различной степени неправильных выделений циркона в изверженных горных породах недавно высказался также и Г. Гоппе (1957). При этом ни Г. Гоппе, ни цитируемые выше американские исследователи на вопросе о возможности растворения цирконов под влиянием послемагматических растворов не останавливаются.

В свете наших данных решение таких вопросов по степени округленности или разъедания зерен циркона во многих случаях является ненадежным. Вместе с тем, мы не умаляем возможности корреляции магматических пород по другим физическим и особенно химическим свойствам цирконов, как, например, по кристаллографическим формам зерен, окраске, элементам-примесям и т. п.

Гранат. Это основной минерал скарнов. Самостоятельно или совместно с пироксеном в ряде месторождений слагает мощные зоны и присутствует в рудах. Обычно встречается в плотных сливных массах, реже образует кристаллографически правильные единичные кристаллы и их агрегаты.

Кристаллы граната в основном представлены формой (110), иногда в комбинации с подчиненной формой (211), узкие грани которой притупляют ребра ромбического додекаэдра. Преобладают гранаты коричневато-буроватых оттенков. Широко развиты гранаты зеленоватой окраски (от светло-зеленых до темно-зеленых или почти черных). В пределах всех

собственно скарново-железородных месторождений (Шерегеш, Шалым, Таштагол) наблюдаются как совершенно оптически изотропные, так и сильно анизотропные разности граната. Последние обычно обнаруживают секторальное строение и сильную зональность. Зональное строение граната в некоторых случаях наблюдается и среди изотропных разностей. Оно выражается в различной интенсивности окраски полосок. В единичных случаях на поверхности раздела зон в гранате наблюдаются точечные включения постороннего материала, свидетельствующие о некотором перерыве в формировании кристаллов граната.

В табл. 5 приведены химические анализы двух проб гранатов, отобранных из скарнов Шерегеша (обр. 346) и Шалыма (обр. 292). Обр. 346 представляет собою гранат буровато-коричневатой окраски с удельным весом 3,83. Обр. 292 — гранат зеленоватой окраски с удельным весом 3,69.

Т а б л и ц а 5

Химические анализы гранатов и скарна

	Обр. 346		Обр. 292		Обр. 244		Обр. 244-а	
	весов. %	молек. колич.	весов. %	молек. колич.	весов. %	молек. колич.	весов. %	молек. колич.
SiO ₂	37,80	629	36,71	610	37,66	627	38,10	634
TiO ₂	0,80	10	0,90	11	0,17	2	0,23	3
Al ₂ O ₃	11,26	110	10,46	102	15,83	155	10,36	101
Fe ₂ O ₃	15,57	97	14,23	89	7,60	48	7,41	47
FeO	0,36	5	0,57	7	1,15	16	2,22	31
MnO	1,11	16	0,39	5	1,56	22	2,05	29
CaO	32,35	577	34,35	612	33,44	596	30,28	540
MgO	0,60	15	0,61	15	0,33	8	3,76	93
Na ₂ O	} 0,25	—	—	—	0,27	—	0,44	—
K ₂ O		—	—	—	—	—	0,13	—
P ₂ O ₅	нет	—	—	—	—	—	0,33	—
п. п. п.	0,12	—	1,72	—	1,60	—	4,12	—
H ₂ O	нет	—	—	—	0 10	—	0,18	—
Сумма	100,22	—	99,94	—	99,71	—	99,61	—

Примечание. Обр. 346 — гранат Шерегеша; обр. 292 — гранат Шалыма; обр. 244 — гранат концентрически-зонального строения и обр. 244-а — его вмещающий скарн (Шалым). Анализы выполнены аналитиками З. И. Астапович, М. А. Куперштейн и К. А. Половой.

По данным химического анализа гранаты относятся к промежуточным разностям андрадит-гроссулярового ряда с при-

мерным отношением гроссуляровой молекулы к андрадитовой $0,83 : 1,0$ в гранате Шерегеша и соответственно $1,16 : 1,0$ в гранате Шалыма.

Необходимо отметить, что при отборе материала для анализа, видимо, не удалось полностью освободиться от посторонних микроскопических включений (кальцит, актинолит и т. п.), которые и обусловили некоторый избыток кремнезема против теоретического состава и повышенное содержание потерь от прокаливания за счет карбоната кальция в обр. 292.

Ряд образцов гранатов был изучен спектрографически. В некоторых из них установлена примесь в ничтожных количествах (следы и линии очень слабой интенсивности) Sn, Pb, Zn, Cu, Cr, а одна проба — гранат из Болотного участка Шерегешевского месторождения — показала присутствие Bi и некоторых других элементов.

Большинство примесей связано с ничтожными механическими включениями рудных минералов.

Гранаты замещаются магнетитом и сульфидными минералами. Наблюдаются случаи избирательного замещения зонарных гранатов магнетитом, пиритом и кальцитом.

Наряду с гранатом основного скарнового этапа минералообразования наблюдается и гранат более позднего отложения. Он образует среди магнетитовых руд и скарнов друзовые агрегаты в ассоциации с кальцитом, либо встречается в виде секущих жилков. Последние преимущественно развиты в Шерегешевском месторождении. Нарастание граната на магнетитовые агрегаты видно и при микроскопическом изучении прозрачных шлифов.

В Шалымском месторождении нами обнаружен и детально исследован гранат, обладающий концентрически-зональным строением своих агрегатов. В связи с исключительной оригинальностью этих образований считаем необходимым подробно рассмотреть как условия нахождения их в природе, так и особенности строения агрегатов.

Ширина полосы скарнов, в которых наблюдаются выделения концентрически-зонального граната, достигает 5 м, по простиранию же она измеряется десятками и, возможно, сотнями метров. В пределах этой полосы содержание концентрически-зональных агрегатов граната настолько велико (до 25—30%), что мы здесь по существу имеем дело с новой текстурно-генетической разновидностью скарново-метасоматических образований. Геологические условия залегания скарнов с выделениями такого граната приведены на рис. 18.

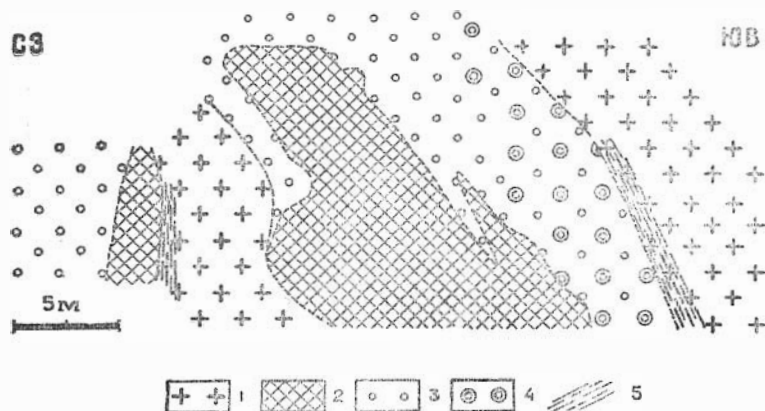


Рис. 18. Схема геологических отношений между скарнами с колломорфным гранатом, магнетитовой рудой и сиенит-порфиром в месторождении Шалым.

1 — метасоматически измененный сиенит-порфир; 2 — магнетитовая руда; 3 — скарн; 4 — скарн с максимальной концентрацией «колломорфного» граната и 5 — зоны смятия с интенсивной хлоритизацией вмещающих пород.

По внешнему виду эти породы отличаются пятнистой окраской. На общем темно-зеленом фоне скарнов обычно резко выделяются светлые обособления граната, обладающего необычайным концентрически-зональным, почковидным строением.

Концентрически-зональное строение граната ярко выражено не только под микроскопом, но и хорошо устанавливается невооруженным глазом на полированной поверхности штучков (рис. 19). Выделения концентрически-зональных образований граната обладают неправильными извилистыми контурами ограничения и размерами от 1—2 мм до 3—5 см в поперечнике. Обычны каймы по периферии темных обособлений в породе, представляющих ничто иное, как полости, выполненные минеральными агрегатами более позднего происхождения по сравнению с вмещающим их комплексом скарновых минералов. Форма таких полостей чрезвычайно разнообразна: пластинчатая, округлая, линзовидная или же крайне причудливых очертаний. Внутренняя граница концентрически-зональных агрегатов граната является резкой, в то время как его внешний контур (в сторону основной массы породы) обычно расплывчатый. Ниже приводится краткая минералогическая характеристика скарнов, среди которых развиты агрегаты граната колломорфного строения.



Рис. 19. Полированная поверхность штуфа гранатового скарна с концентрически-зональным гранатом (светлое), облекающим пустоты (темное). Натуральная величина. Шалымское месторождение.

Основная масса скарна состоит из граната (обычного), клинопироксена, кальцита и ряда вторичных минералов, как, например, актинолита, хлорита, кварца, гематита, пирита, образование которых связано с деятельностью гидротермальных процессов, протекавших уже после формирования скарнов. Обилие в гранатовом скарне вторичных темноцветных минералов (актинолита и хлорита) и обусловило общий темно-зеленый цвет основной массы породы.

Остановимся более детально на характеристике агрегатов граната концентрически-зонального строения. Концентрически-зональные агрегаты граната обладают бледно-зеленым цветом (в порошке), слабым стекляннм блеском и высокой твердостью (около 6,5). Необходимо отметить, что окраска этого граната достаточно резко изменяется от почти совершенно белой (или со слабым желтовато-зеленоватым оттенком) в штуфе до ясно выраженной бутылочно-зеленой в кусочках, изолированных от основной темно-зеленой массы породы. Это объясняется проявлением эффекта одновременного цветового контраста, заключающегося в изменении одного цвета от соседства с другим.

В кислотах (азотной, соляной, царской водке) минерал не растворяется, под микроскопом в прозрачных шлифах ведет себя как изотропное вещество. Показатель преломления около 1,76. Удельный вес, измеренный с помощью жидкости Клеричи, оказался равным 3,67.

Пересчет данных химического анализа (см. табл. 5, обр. 244) на молекулярные количества и затем на химическую формулу не дает вполне удовлетворительных результатов. В анализе имеется некоторый избыток кремнезема при недостатке двухвалентных элементов, особенно если учесть наличие потерь от прокаливании, несомненно, обусловленных присутствием карбоната кальция. Это объясняется, как и в первом анализе, недостаточной чистотой анализируемого материала. Как показало микроскопическое изучение внутри концентрически-зональных агрегатов граната постоянно наблюдаются примеси посторонних минеральных образований и прежде всего карбоната, хлорита, кварца и коричневатобурых или желто-бурых облачных выделений окислов железа (и, возможно, марганца). Однако, в основном, данные химического анализа подтверждают принадлежность исследуемого минерала к группе граната с примерным отношением андрадитовой молекулы к гроссуляровой 1 : 2,4. По сравнению с обычным кристаллическим гранатом вмещающих скарнов (обр.

292) этот гранат заметно отличается меньшим содержанием андрадитовой молекулы. Спектрографическое в нем установлено присутствие следующих элементов: Al, Si, Fe, Ca, Mn — сильные линии, Mg — средняя, Ti, Na, Ga — слабые, As, Zn, Pb, В — очень слабые. Таким образом, основной комплекс обнаруженных элементов (сильные линии) также соответствует составу минералов группы граната.

В табл. 5 (обр. 244а) приведен химический анализ вмещающей скарновой породы, в которую включены концентрически-зональные образования граната.

В табл. 6 приведены результаты рентгеновского анализа описываемого граната. Тут же для сравнения приводятся рентгенограммы обычного граната из вмещающего скарна и рентгенограмма гроссуляра, заимствованная из «Рентгенометрического справочника» В. И. Михеева (1957).

Т а б л и ц а 6

Рентгенограммы гранатов

№ линии	1		2		3	
	<i>I</i>	<i>d(hkl)</i>	<i>I</i>	<i>d(hkl)</i>	<i>I</i>	<i>d(hkl)</i>
1	—	—	3	3,18	3	(3,34)
2	8	2,83	8	2,84	8	2,978
3	10	2,62	10	2,57	10	2,662
4	4	2,41	4	2,37	6	2,419
5	3	2,30	4	2,27	6	2,323
6	3	2,14	4	2,20	6	2,163
7	5	1,91	8	1,88	8	1,915
8	—	—	4	1,73	5	1,742
9	—	—	3	1,69	7	1,707
10	7	1,64	9	1,62	9	1,639
11	10	1,58	10	1,56	10	1,581
12	—	—	—	1,33	8	1,324

Примечание. 1 — гранат концентрически-зонального строения агрегатов (обр. 244); 2 — обычный гранат из вмещающего скарна месторождения Шалым (обр. 292) и 3 — гроссуляр по В. М. Дубининой (В. И. Михеев, 1957).

Гранат (1) снимался в виде спрессованного столбика $d = 0,49$ м; экспозиция 15 час. Гранат (2) — путем нанесения образца на стеклянную нить; экспозиция 26 час. В обоих случаях Si — излучение.

Из таблицы видно, что, несмотря на отсутствие достаточной чистоты анализируемого материала, рентгенограмма концентрически-зональных агрегатов граната оказалась близкой к таковой обычного граната, что подтверждает правильность нашего определения. Необходимо иметь в виду также и не-

одинаковый химический состав анализируемых гранатов, с чем, вероятно, главным образом и связаны их некоторые различия в рассматриваемых рентгенограммах.

Морфологические особенности строения агрегатов граната видны из приведенных микрофотографий прозрачных шлифов (рис. 20—23). Наиболее характерной особенностью их является резко выраженное почковидное и концентрически-зональное строение, обусловленное, главным образом, различной окраской отдельных слоев. В составе почковидных агрегатов под микроскопом обычно отчетливо выделяются две зоны — внешняя и внутренняя.

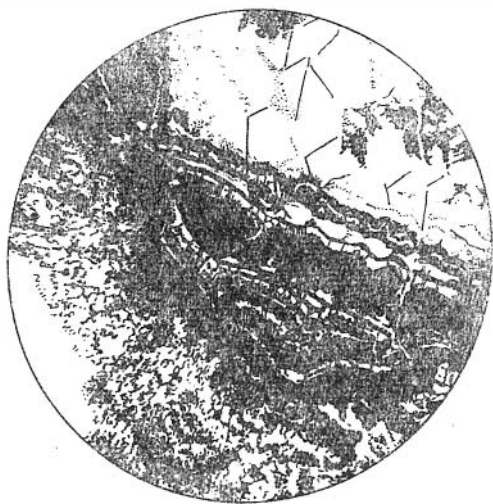


Рис. 20. Концентрически-зональное строение граната. В пределах отдельных концентров граната наблюдаются системы тонких трещин. Между прослоями граната изредка наблюдаются кварцевые выделения (белое в верхней части агрегата). Прозрачный шлиф. Николи параллельны. Увел. 18.

Внешняя зона, непосредственно контактирующаяся с основной гранатовой массой скарна, обычно характеризуется постепенными расплывчатыми переходами в последнюю и слабо выраженным концентрическим строением. Окраска ее большей частью аналогична таковой вмещающего граната и отличается лишь появлением мутноватых серых оттенков, обусловленных тонко- или криптозернистым строением. При больших увеличениях иногда можно видеть, что такие агрегаты состоят из мельчайших зернышек граната (тысячные доли мм) изо-

метрических очертаний. Достаточно широко развиты здесь и включения карбонатного материала тонкозернистого строения и буроватой окраски.

Под микроскопом при больших увеличениях в гранатовой массе устанавливаются обильные газово-жидкие включения, закономерное распределение которых и обуславливает ритмическое строение этой зоны. Необходимо отметить, что насы-



Рис. 21. Концентрически-зональное строение граната. Черные пластинчатые выделения — гематит. Прозрачный шлиф. Николи параллельны. Увел. 30. Шалымское месторождение.

щенность газово-жидкими включениями неодинакова в пределах всей зоны и постоянно увеличивается по направлению к внутренней зоне.

Внутренняя зона обладает резко выраженным концентрически-зональным строением и отчетливыми границами как с внешней зоной, так и с центральными ядрами там, где они присутствуют. Окраска отдельных центров изменяется от бесцветной до темно-бурой с преобладанием светлых буровато-желтых и коричневатых тонов. Природа такой окраски связана с присутствием постороннего тонкодисперсного материа-

ла, наибольшие концентрации которого в виде облачных агрегатов и сгустков приурочены к граничным поверхностям этих концентров. Нередко в пределах отдельных слоев граната наблюдаются тонкие трещинки, напоминающие собою трещины усыхания гелей. Характерно, что система таких однотипных трещинок не выходит за пределы описываемых агрегатов, а иногда даже за пределы отдельных концентров, как это видно

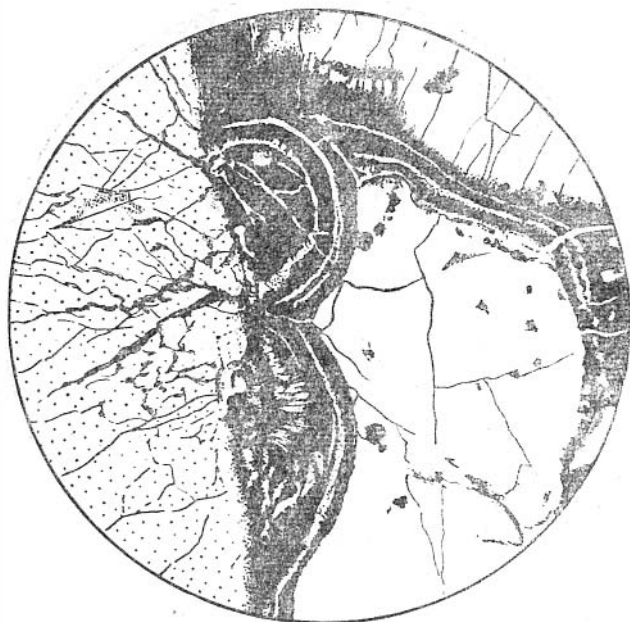


Рис. 22. Концентрически-зональные агрегаты граната (в виде полусфер) на стенках полости, выполненной хлоритом (светлое с низким рельефом в центре). Прозрачный шлиф. Николи параллельны. Увел. 18.

на прилагаемой микрофотографии (см. рис. 20). Изредка между отдельными слоями граната наблюдаются прерывистые прослои или обособленные мелкие агрегаты зерен карбоната, хлорита и кварца. Последние обычно содержат многочисленные включения тонких игл лучистой роговой обманки. В единичных случаях внутри концентрически-зональных образований граната наблюдаются тонкие изъеденные кристаллы апатита и зерна кристаллического граната, представляющие собою остатки вмещающей скарновой породы.

При внимательном микроскопическом изучении на стенках

полостей устанавливаются отложения явно зернистого граната, правда, в виде очень тонких не всегда выдержанных кайм с резко зазубренными очертаниями. Друзовидные нарастания этого граната, располагающиеся непосредственно на агрегатах граната концентрически-зонального строения, указывают на относительно более позднее его образование, но, вероятно, без

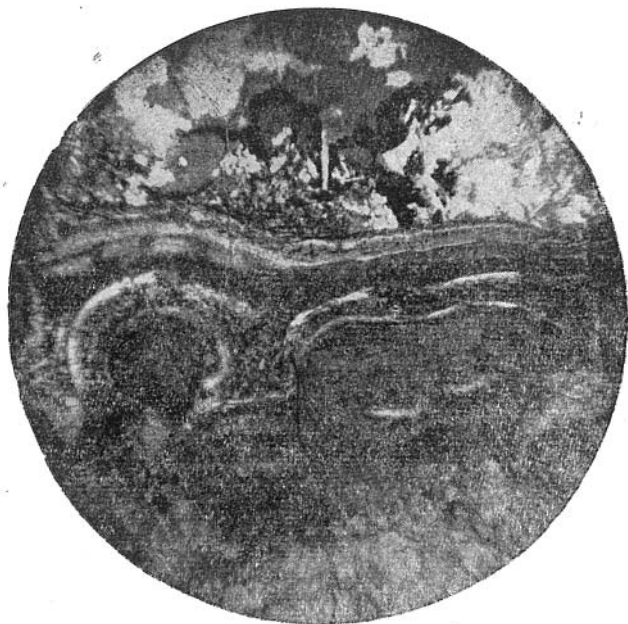


Рис. 23. Друзовые выделения пластинчатого гематита на внутренней поверхности колломорфных агрегатов граната. Гематит интенсивно замещается кварцем (белое) и слюдыстым минералом (серое). Прозрачный шлиф. Николи параллельны. Увел. 18.

значительного разрыва во времени. О самостоятельности отложения этого граната свидетельствуют прозрачность и бесцветность его зерен при наличии ясно выраженных явлений аномальной анизотропии.

Нередко среди крупнокристаллического граната наблюдаются также выделения тонко- или криптозернистого гранатового агрегата, что, по нашему мнению, представляет собою начальные стадии распада граната без образования агрегатов зонального строения.

Центральные ядра или полости, нередко наблюдающиеся внутри почковидных выделений граната, большей частью выполнены кальцитом, гематитом, хлоритом, кварцем, аксинитом и слюдыстым минералом. Изредка встречаются включения обломков граната, клинопироксена и некоторых других минералов вмещающей породы, осыпавшихся со стенок пустот.

Гематит наблюдается в виде радиально-лучистых агрегатов размерами до 2 мм в диаметре или пластинчатых кристаллов, нередко располагающихся непосредственно на стенках бывших пустот с образованием друзовых щеток (рис. 21 и 23). Реже наблюдается нарастание на внешнюю поверхность агрегатов граната мелких пластинчатых кристаллов карбоната.

Гематит и кальцит интенсивно замещаются кварцем и слюдыстым (биотитовым) минералом. Нередко можно видеть, особенно у пластинчатых кристаллов гематита, выросших непосредственно на стенках пустот, лишь контуры зерен, в то время как внутренние части их нацело замещены этими минералами (рис. 23). Внутри концентрически-зональных агрегатов граната иногда наблюдаются округлые участки или «ядра» обычного граната, сохранившиеся от разложения.

Из числа минералов, заимствованных из вмещающей скарновой породы, наибольший интерес представляет гранат, обломки которого с периферии окружены тонкозернистыми агрегатами серого цвета, напоминающими собою внешние зоны вышеописанных зональных образований граната.

К числу наиболее поздних выделений относятся также прожилки хлорита, кварца и кальцита, секущие все минералы породы, в том числе и агрегаты концентрически-зонального граната.

Кварцево-хлоритовые, кварцево-хлоритово-кальцитовые обособления, изредка наблюдающиеся между концентрическими коломорфного граната, являются ответвлениями («затеканиями») от минеральных агрегатов того же самого состава, заполняющих полости.

Происхождение концентрически-зональных агрегатов граната нам не вполне еще ясно. В данный момент можно высказать следующие две точки зрения.

Несомненно, что скарны, в которых наблюдаются выделения концентрически-зонального граната, находились под воздействием химически сильно активных гидротермальных растворов. Об этом свидетельствует интенсивное замещение граната и клинопироксена скарнов такими минералами как

хлорит, актинолит, кальцит и кварц. Воздействием гидротермальных растворов можно объяснить и образование пустот выщелачивания в скарнах с последующим их выполнением гидротермальными минералами. При этом можно допустить, что в определенные периоды гидротермального процесса существовали специфические условия, вызвавшие распад кристаллического граната в тонко- или криптозернистый агрегат с последующим переходом в коллоидальное состояние.

Образование концентрически-зональных агрегатов граната за счет привноса компонентов гидротермальными растворами не исключается, но кажется нам маловероятным, так как наблюдаются переходы кристаллического граната через стадию тонкодисперсного состояния в скрытокристаллические агрегаты с резко выраженным концентрически-зональным строением и отсутствуют выделения последних вне связи с кристаллическим гранатом или в виде прожилковых обособлений. В связи с этим представляют интерес результаты опытов Фредериксона и Кокса (1954) по растворимости альбита в гидротермальных растворах¹. Они показывают, что разложение альбита идет с предварительным образованием частиц с коллоидальными размерами. При охлаждении образующегося таким путем алюмосиликатного золя получается гель в виде пленки, окружающей фрагменты кристаллического альбита.

Однако не все наблюдаемые факты согласуются с высказанными выше предположениями о происхождении концентрически-зональных агрегатов граната. Так, актинолит не только интенсивно замещает вмещающую гранатовую массу, но и изредка наблюдается в виде тонких прожилков, секущих агрегаты концентрически-зонального граната. Естественно, что это обстоятельство наводит на мысль об отложении скрытокристаллических концентрически-зональных агрегатов граната до актинолитизации скарнов. Не исключена возможность, что формирование концентрически-зональных агрегатов во времени связано с основными скарнообразующими процессами.

Исходной породой, за счет которой образовались скарны с концентрически-зональными агрегатами граната, вероятно, были сиенит-порфиры, что доказывается как условиями залегания их в непосредственном контакте с околоскарновыми диопсид-плагноклазовыми породами, являющимися внешней зоной скарнового процесса, так и в ряде случаев очень харак-

¹ Растворимость альбита изучалась в чистой воде при давлении в 300 бар и при температурах до 350°С.

терным пластинчатым обликом пустот, соответствующим облику порфировых вкрапленников полевого шпата сиенит-порфиров, развитых в пределах рудного поля месторождения.

Однако присутствие пустот с резкими бухтообразными заливками, располагающимися непосредственно среди кристаллического граната вмещающего скарна, свидетельствует о разложении послемагматическими растворами не только кристаллов полевых шпатов, сохранившихся от замещения гранатом (или пироксеном), но и самих гранатов, с образованием полостей выщелачивания.

В отдельные моменты течения послемагматических процессов в пределах таких полостей создавались физико-химические условия, благоприятствовавшие переходу компонентов граната в коллоидное состояние, с последующим переходом последнего при охлаждении в типичный гель.

Исходя из этого, становятся вполне объяснимыми морфологические особенности строения описываемых агрегатов граната, напоминающих собою типичные метакolloидные колломорфные образования. Видимо, без существенного перерыва во времени, но уже при изменившихся физико-химических условиях, происходило, правда, в крайне ограниченных масштабах, образование явно зернистого граната. Резкое отличие как в физических и оптических свойствах, так и в общем облике агрегатов скрытокристаллического и явно зернистого граната подчеркивает различие условий их формирования. Выполнение же пустот, находящихся в ряде случаев внутри концентрически-зональных агрегатов граната, уже происходило путем выделения минералов из гидротермальных растворов.

Материал для минералообразования в пустотах был принесен извне гидротермальными растворами. Частично мог быть заимствованным из вмещающих скарновых минералов. Так, например, преобразование обычного граната скарнов в своего рода колломорфные разности, как показали химические анализы, сопровождается частичным высвобождением железа. Обособление железа в форме гематита свидетельствует о существовании окислительной обстановки в некоторые моменты минералообразования, что, по нашему мнению, может быть объяснено окисляющим воздействием CO_2 , возникающей в результате разложения карбонатов, присутствующих в скарновых породах. Быть может распад крупнокристаллического кальцита в самих скарнах и знаменует собой начальные стадии разложения его под воздействием гидротер-

мальных растворов. Характерно, что к таким участкам тонкоагрегативного карбоната приурочены максимальные концентрации гематита в виде тонкой сыпи, постепенно оформляющиеся в более крупные пластинчатые агрегаты. Однако, вслед за отложением гематита в пустотах произошло изменение физико-химических условий среды и, прежде всего, видимо, окислительно-восстановительного потенциала растворов. На это указывает интенсивное замещение гематита железосодержащим слюдыстым минералом, находящимся в тесной ассоциации с кварцем, т. е. восстановление трехвалентного железа в двухвалентное.

Несколько необычным по условиям нахождения и составу является гранат из эндоконтактной зоны гранитов Мустагского массива в пределах его юго-западной оконечности (горы Киземес).

Гранат среди гранитов наблюдается в виде гнездобразных обособлений размером 0,5—4 см в поперечнике, обладающих округло-неправильной или шарообразной формой. Распределение таких гнезд в граните неравномерное, без каких-либо признаков соединения одного гнезда с другим. В пределах обследованной нами эндоконтактной зоны шириною до 50—80 м и более, участками приходится до 10—12 гнезд граната на 1 кв. м площади обнажения гранитов. При этом, из-за осыпей и элювиально-делювиальных отложений, непосредственный контакт гранитов с вмещающей толщей на дневную поверхность не выходит.

Несмотря на общую округлую форму выделений граната, поверхность их ограничения, судя по многочисленным срезам, неровная, сильно бухтообразная, что связано с избирательным замещением гранатом полевошпатовой части породы. Замещение обычно начинается вдоль пограничных поверхностей между зернами полевых шпатов, с постепенным охватом последних по частям, если они разбиты трещинками, или всего зерна в целом. Зерна кварца устойчивы против замещения. Поэтому гнезда состоят не из одного граната, а из зерен граната и кварца. Присутствие последнего легко устанавливается и макроскопически, особенно при просмотре полированных шлифов.

Характер распределения зерен кварца в гнездах, их размеры и конфигурация совершенно аналогичны таковым кварца вмещающего гранита. Наблюдаются также, особенно в периферических частях гнезд, и реликты зерен микроклина и плагиоклаза. Последние обычно интенсивно замещены серицитом.

При этом по соседству находящиеся реликтовые зерна полевого шпата нередко обладают общей оптической ориентировкой. Все это определенно указывает на метасоматическое происхождение граната.

На контакте гранита с гнездами граната, так же как по трещинкам и внутри последних, изредка наблюдаются выделения рудного непрозрачного вещества. Аналогичные выделения кое-где проникают по трещинкам и в зерна полевых шпатов и кварца, находящиеся по соседству с выделениями граната.

Макроскопически гранат темно-бурого цвета. Под микроскопом в проходящем свете он обладает розовой окраской, изотропен. Удельный вес граната, измеренный с помощью жидкости Клеричи, оказался равным $4,14 \pm 0,02$.

В табл. 7 приведены результаты рентгеновского анализа граната, выполненного Д. К. Архипенко.

Т а б л и ц а 7

Рентгенограммы гранатов

№ линии	1		2	
	I	$d(hkl)$	I	$d(hkl)$
1	6	2,88	7	2,892
2	4	2,83	—	—
3	10	2,58	10	2,589
4	3	2,46	4	2,471
5	7	2,35	6	2,356
6	7	2,26	6	2,261
7	8	2,10	6	2,102
8	9	1,87	7	1,869
9	3	1,76	4	1,760
10	4 разм.	1,70	5	1,702
11	8	1,67	7	1,663
12	10	1,60	9	1,595
13	10	1,54	10	1,539
14	3 разм.	1,44	6	1,441
15	2 разм.	1,42	3	(1,421)
16	2 разм.	1,38	4	(1,388)
17	4 разм.	1,28	8	1,289
18	6 разм.	1,25	9	1,253
19	5	1,22	6	1,230
20	2	1,16	6	1,163
21	9	1,07	10	1,071
22	7	1,05	9	1,054

Примечание. 1 — гранат из гранитов Мустага, Горная Шория, 2 — альмандин по В. М. Дубининой (В. И. Михеев, 1957). Рентгенограмма нашего граната (1) снята в камере ВРС-3, $D = 143,25$ мм, Fe — излучение, экспозиция 560 *мах*, интенсивность по 10-балльной шкале.

Для сравнения в той же таблице приведена рентгенограмма альмандина, заимствованная из «Рентгенометрического определителя минералов» В. И. Михеева (1957). Рентгенограмма альмандина оказалась наиболее близкой к нашему гранату. Исключением являются две линии (N_2 № 2 и 5), которые отсутствуют в рентгенограмме альмандина. Появление этих линий, обладающих к тому же средней и сильной интенсивностью, за счет механических примесей исключается, так как всем минералам вмещающего граната — кварцу, полевым шпатам биотиту и т. п. — они несвойственны. Отсюда естественно допустить, что обе линии являются характерными для нашего граната.

Описываемый гранат очень богат железом и марганцем. По данным химических определений суммарное содержание в нем $FeO + Fe_2O_3$ составляет 29,36 весов. %, MnO — 11,06%. Из-за недостаточности однородного материала полного химического анализа этого минерала в настоящее время сделать не удалось.

По составу и структуре гранаты из гранитов Сарлык-Мустагского массива, несомненно, сильно отличаются от гранатов собственно скарново-железорудных образований района. Последние относятся к гроссуляр-андрадиту.

Высокие содержания железа и марганца в гранатах из гранитных пород свидетельствуют о специфичности условий их формирования.

Везувиан. Исключительно редкий минерал скарнов. В незначительных количествах везувиан совместно с гранатом, эпидотом и кальцитом был отмечен. Н. Г. Суминым (1949) в скарнированных основных породах Шерегешевского месторождения.

Титанит. Это типичный акцессорный минерал изверженных горных пород (сиенитов, гранитов, порфиринов и т. п.). При метасоматических процессах титанит, как относительно устойчивый минерал, обычно сохраняется как реликтовый в составе скарнов и руд, образовавшихся на месте изверженных горных пород. Судя по этому, присутствие титанита в скарнах является, по Д. С. Коржинскому (1948, 1955), одним из признаков, позволяющих отличать эндоскарны от экзоскарнов.

Содержание титанита в скарново-рудных образованиях по данным микроскопических и химических исследований неодинаково. Максимальные его содержания наблюдаются в рудах и скарнах Шерегешевского и Шалымского месторождений, минимальные — в Таштагольском и Кочурунском. Закономерное

изменение в содержании титанита в железорудных месторождениях Кондомской группы является одним из проявлений минералогической зональности и обусловлено, прежде всего различной интенсивностью проявления метасоматических процессов.

Любопытны формы выделения титанита в околоскарновых диопсид-плагноклазовых породах Шалыма. В прозрачных шлифах титанит встречается как в виде единичных неправильных или конвертообразных зерен, так и в виде кучных скоп-



Рис. 24. Выделение титанита (кристалл в центре) в ассоциации с кварцем и эпидотом. Вмещающая порода — сиенит. Прозрачный шлиф. Увел. 30.

лений, нередко с характерным кольцеобразным расположением зерен (рис. 24—25). Кучные скопления этого минерала в ассоциации с карбонатом, апатитом и некоторыми другими вторичными минералами, обычно располагаются около или непосредственно внутри контуров разложившихся темноцветных минералов (роговой обманки, биотита и пироксена). Однако количество титанита в пределах этих контуров часто настолько велико, что исключает возможность образования его только за счет высвобождения TiO_2 из кристаллической решетки одного зерна разложившегося биотита или роговой обманки.

Химические анализы диопсид-плагиоклазовых пород вообще показали повышенное содержание в них TiO_2 (до 0,90% при 0,18—0,22% в исходных сиенитах).

Повышенное содержание TiO_2 с наличием кучных скоплений титанита в околоскарновых породах свидетельствует о некоторой подвижности титана при интенсивном наложении послемагматических (гидротермальных) процессов. Результатом перераспределения TiO_2 и объясняется присутствие в



Рис. 25. Кучное скопление титанита в околоскарновой диопсид-плагиоклазовой породе Шалыма. Прозрачный шлиф. Увел. 120.

них своеобразных «стяжений» или кольцевидных образований зерен титанита.

На возможность некоторой миграции титана в горных породах Шалыма указывают также прожилковидные выделения лейкоксенизированного титанита в альбитизированных кератофирах приконтактной зоны с сиенитами (рис. 26) и друзовидные выделения его кристаллов в ассоциации с эпидотом и кварцем. В последнем случае титанит не только растет в свободном пространстве, но, видимо, частично метасоматически развивается и за счет вмещающих полевых шпатов сиенитов. Об этом свидетельствуют, в частности, включения полевого шпата в титаните, которые обладают одинаковой оптической

ориентировкой с кристаллами полевого шпата, находящимися в непосредственном соприкосновении с кристаллами титанита (рис. 24). В этом отношении особенно интересны кальцит-гранатовые прожилки среди пироксеновых скарнов Шерегеша с друзовыми агрегатами идиоморфных кристаллов титанита размером 0,6—1,2 мм.

Относительно повышенные содержания титанита нами встречены в альбитизированных сиенитах Главного участка

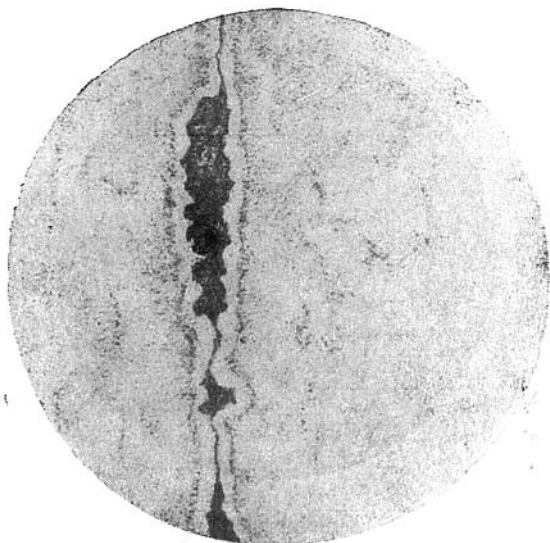


Рис. 26. Прожилок лейкоксена в кератофире Шалыма. По периферии прожилка — светлая альбитовая кайма. Прозрачный шлиф. Увел. 30.

(скв. 151, обр. 1268—1270), которые частично замещены магнетитом. При этом большая часть титанита находится в тесном срастании с магнетитом в виде включений в последнем или в виде тончайших кайм, частично или полностью окружающих с периферии выделения магнетита. В том случае, когда среди магнетита сохранились реликтовые участки зерен полевого шпата, на границе между последними и вмещающим их магнетитом нередко развивается титанит.

Реже наблюдается титанит в виде неправильных зерен, располагающихся непосредственно среди основной полевошпатовой массы сиенита.

Значительные концентрации титанита (до 5—8% от пло-

щади прозрачных шлифов) встречаются в роговиках приконтактовой зоны с жилами гранита. В последних в ряде случаев также наблюдается повышенная концентрация зерен этого минерала, цепочковидно располагающихся параллельно контакту жил. Форма зерен титанита крайне неправильная с прожилковидными ответвлениями по трещинкам и по границным поверхностям между зернами породообразующих минералов гранита (кварц, полевые шпаты, амфибол). Кроме того, в гранитах и их жильных производных, развитых в преде-

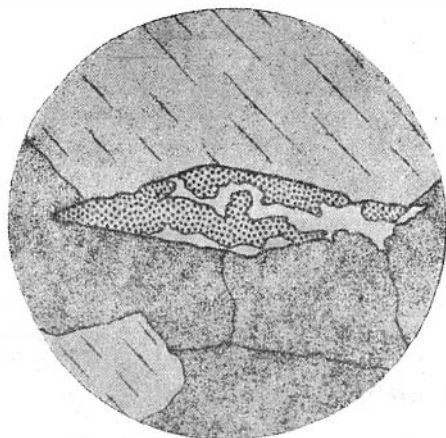


Рис. 27. Начальная стадия псевдоморфного замещения титанита (кристалл в центре) кальцитом (светлое). Основная масса — полевой шпат и кварц. Увел. 100.

лах Шерегешевского рудного поля, обычны псевдоморфозы кальцита и хлорита по титаниту с одновременным присутствием в тех же самых шлифах и прожилковых обособлений этого минерала (рис. 27—29).

Приведенные факты свидетельствуют, что подвижность титана в пределах Шерегешевского месторождения обусловлена воздействием послемагматических растворов, генетически связанных не только с сиенитами, но и с гранитами Сарлык-Мустагского плутона.

Аксинит. Этот минерал встречен в двух шлифах из скарнов Шалыма в ассоциации с агрегатами граната концентрически-зонального строения. Кристаллы его достигают 2—3 мм в длину и имеют удлинленно-пластинчатую клинообразную



Рис. 28. Псевдоморфное замещение титанита кальцитом (белое) и хлоритом (пластинчатые зерна в центре кристалла). По периферии кристалла сохранились реликты титанита. Черное — рудный непрозрачный. Вмещающий минерал — полевой шпат. Прозрачный шлиф. Увел. 100.

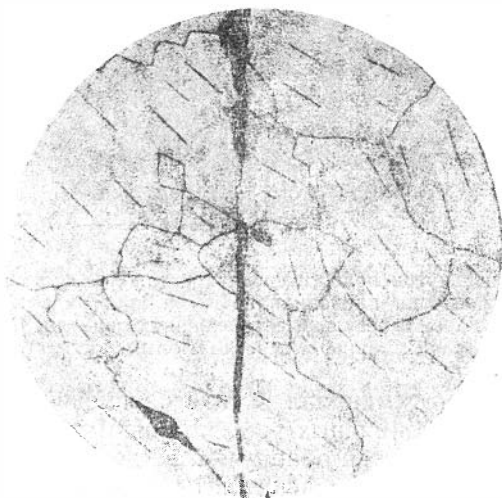


Рис. 29. Прожилковидные обособления титанита в граните. Основная масса — полевой шпат. Прозрачный шлиф. Увел. 24.

форму (рис. 30). В шлифе бесцветен; при скрещенных николях в большинстве зерен аксинита наблюдается характерное волнистое угасание. Оптические свойства: $N_g = 1,678$; $N_p = 1,668$;

$N_g - N_p = 0,010$; $2V$ отрицательный, большой, $r < v$ сильная. В шлифах отчетливо наблюдается замещение аксинита кальцитом.

Присутствие аксинита в скарново-рудных образованиях района нами установлено впервые.

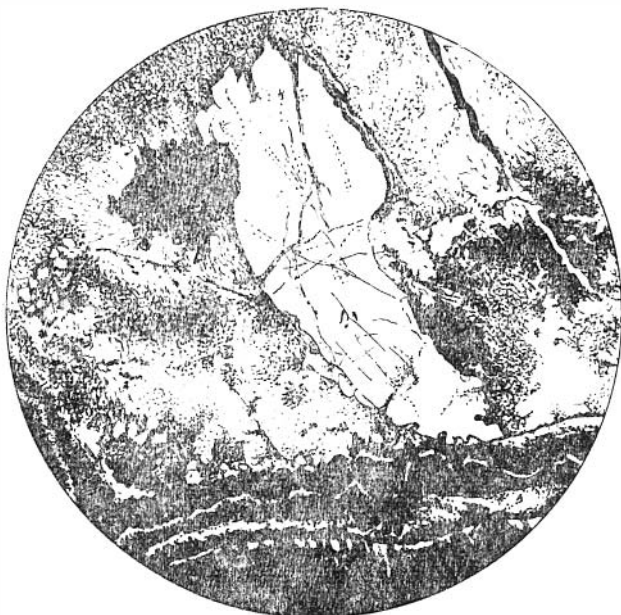


Рис. 30. Аксинит внутри полости среди кристаллически-зонального агрегата граната. Характерна клиновидная форма кристалла и сильная «изъеденность» его граней в результате замещения хлоритом, кварцем и карбонатом. Прозрачный шлиф. Увел. 30. Шалымское месторождение.

Турмалин. Этот минерал в виде скоплений мелких неправильных зерен и единичных коротко-призматических кристаллов размером до 0,5 мм обнаружен всего лишь в шести шлифах из ороговикованных сиенитов Шерегешевского месторождения. (Обр. №№ 881 и 885, скв. 170; обр. № 816 из карьера Главного участка и др.).

В проходящем свете минерал окрашен в синий цвет с резко выраженным плеохроизмом по турмалиновой схеме абсорбции. Угасание прямое. Оптически одноосный и отрицательный. Удлинение отрицательное. $N_m = 1,657$; $N_p = 1,630$;

$N_m - N_p = 0,027$. Судя по показателям преломления, турмалин принадлежит к промежуточным (железо-магнезиальным) членам изоморфного ряда дравит-шерл. По отношению к биотиту турмалин отчетливо идиоморфен. Парагенетическая ассоциация турмалина с альбитом, цоизитом, биотитом и кварцем отвечает высокотемпературной роговиковой ступени метаморфизма.

В единичных случаях совместно с турмалином присутствует скаполит.

Волластонит. Изредка волластонит встречался нами в пределах Главного участка (Шерегеш) среди скарнированных сиенитов и габбро-порфириров.

Он образует сплошные (сливные) массы или большей частью столбчатые радиально-лучистые агрегаты, характеризующиеся белой окраской с шелковистым блеском и длинной волокон, достигающих 4—5 см. В шлифе бесцветен. Угасание в продольных разрезах прямое, удлинение положительное. Оптически двусный, отрицательный ($2v = -40^\circ$), $r > v$, $N_g = 1,630$, $N_p = 1,613$, $N_g - N_p = 0,017$.

Любопытно, что агрегаты граната, находящиеся в парагенезисе с волластонитом, нередко сильно вытянуты в соответствии с удлинением столбчатых кристаллов последнего с образованием линейно-параллельной микротекстуры породы (рис. 31).

Ксонотлит открыт и описан Н. Г. Суминым в Шерегешевском месторождении. Наблюдается среди метаморфических пород габбродиабазового состава в ассоциации с альбитом, скаполитом, биотитом, роговой обманкой, гранатом, эпидотом, кальцитом и мусковитом.

Формы выделений ксонотлита — радиально-лучистые, волокнистые и игольчатые агрегаты ярко-розового цвета с ясной спайностью в направлении удлинения. Оптические свойства минерала (по Н. Г. Сумину): $N_g = 1,595$, $N_p = 1,583$, $N_g - N_p = 0,012$. Оптически двусный, положительный.

Пироксен. Является вторым после граната основным минералом скарнов Шалымского и Шерегешевского месторождений. В пределах последнего, наряду с биминеральными пироксено-гранатовыми скарнами, встречаются и скарны, состоящие из одного пироксена. Пироксеновые скарны, видимо, наиболее характерны для краевых скарновых зон. Кроме того, пироксен входит в состав околоскарновых пород (Шалым).

Макроскопически призматические кристаллы пироксена окрашены в зеленый цвет, меняющийся в ту или иную сторону

(по интенсивности) в зависимости от колебаний химического состава. Наблюдается параллельно- или радиально-призматическая структура пироксеновых скарнов; длина призм пироксена — до 5 см. Однако чаще пироксен скарнов обладает значительно меньшей величиной зерен, обуславливая в некоторых случаях гранобластовую структуру (Шерегеш).

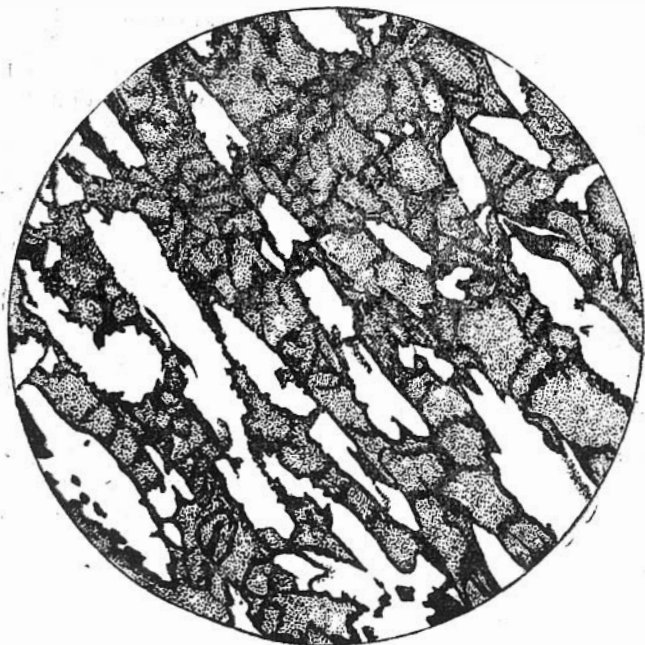


Рис. 31. Выделения волластонита (светлые удлиненные зерна) среди граната. Прозрачный шлиф. Увел. 20: Шерегешевское месторождение.

Состав пироксена не постоянен. Приведем оптические свойства некоторых пироксенов.

1. Пироксен из пироксено-гранатового скарна месторождения Шалым (обр. 296, карьер № 2). Бесцветный, с $N_g = 41^\circ$, $2V = +60^\circ$, $N_m = 1,679$.

2. Пироксен из околоскарновой породы месторождения Шалым (обр. 301, карьер № 4). Бесцветный, с $N_g = 44^\circ$, $2V = +60-62^\circ$, $N'_g = 1,712$, $N'_p = 1,684$, $N_m = 1,688$, $N'_g - N'_p = 0,028$.

3. Пироксен из пироксенового скарна месторождения Ше-

регеш (обр. 341, скв. 179, Восточный участок). Бледно-зеленый, с $N_g = 52^\circ$, $2V = +61^\circ$, $N_g = 1,722$, $N_p = 1,696$, $N_g - N_p = 0,026$.

Судя по данным оптического исследования, пироксены преимущественно относятся к промежуточным разностям диопсид-геденбергитового ряда.

При наложении рудообразующих растворов в более низких температур пироксен подобно гранату неустойчив. Он либо замещается магнетитом и сульфидами, либо разлагается с образованием хлорита, эпидота, актинолита, кварца и т. п.

Тремолит и актинолит. Это достаточно широко распространенные гидротермальные минералы железорудных месторождений. Наиболее развит актинолит в виде длиннопризматических до-волокнистых индивидов и их агрегатов. Химические, а отсюда и оптические свойства актинолита сильно изменяются в зависимости от состава тех минералов (пород), которые он замещает. По полевым шпатам, карбонатам развивается бледноокрашенный актинолит, по темноцветным минералам (биотиту, амфиболам) и особенно по магнетитовым рудам образуются густоокрашенные

Однако имеются и исключения из этого правила. Так, в пределах

магнетитовых руд в тесном сростании с пиритом наблюдаются сноповидные, радиально-лучистые агрегаты лучистого амфибола, который по своим оптическим свойствам ($N_g = 1,629$, $N_p = 1,606$, $N_g - N_p = 0,023$, $2N_g = 16^\circ$) отвечает почти чистому тремолиту.

Роговая обманка. Как продукт контактового метаморфизма зеленая роговая обманка исключительно широко распространена в Шерегешевском месторождении. Образование роговой обманки происходило как за счет магнетитовых руд и скарнов, так и их вмещающих пород. Роговая обманка псевдоморфно развивается особенно по пироксену (уралитизация). В гранатовых скарнах и рудах она заполняет промежутки между зернами (и агрегатами) магнетита и граната, одновременно развиваясь по мельчайшим трещинкам в них, либо совместно или менее крупные гнездообразные выделения и прожилки мощностью 1—5 см.

Химический анализ роговой обманки одного из таких прожилков (обр. 931, скв. 191, глубина 264 м) показал следующий состав в весов. %: SiO_2 —43,90, TiO_2 —0,23, Al_2O_3 —8,08,

Fe_2O_3 — 13,93, FeO — 4,20, MnO — 1,29, CaO — 12,05, MgO — 13,61, K_2O — 0,47, Na_2O — 1,50, P_2O_5 — 0,13, H_2O — 0,04, н.п.п. — 1,04, сумма — 100,47. Приведенные данные свидетельствуют о повышенном содержании Na_2O и высокой железистости роговой обманки. Сумма $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ составляет 18,13%, причем эта цифра несколько занижена, так как в анализируемом материале микроскопически была установлена механическая примесь кварца в количестве до 3—5%.

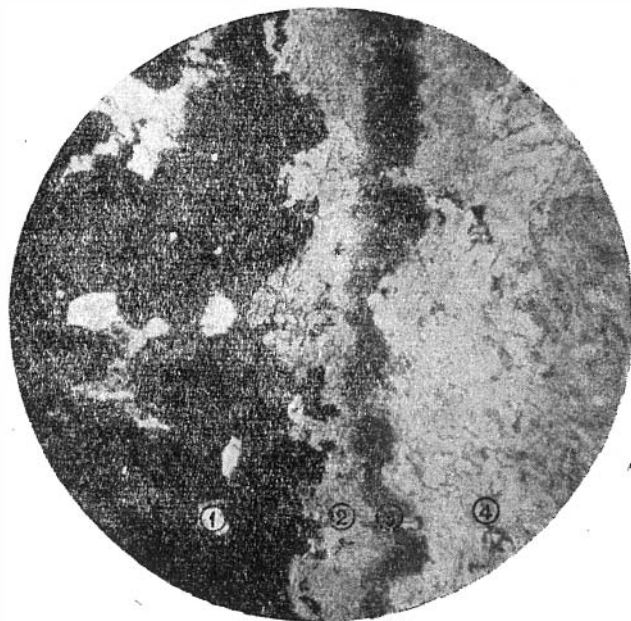


Рис. 32. Реакционные зоны на контакте аплит-пегматитовой жилы с магнетитом.

1 — магнетит; 2 — амфиболовая (паргаситовая) зона; 3 — клиноцонзит-эпидотовая зона; 4 — плагиоклазовая зона. Прозрачный шлиф. Николи параллельны. Увел. 10. Шерегешевское месторождение.

К подгруппе роговой обманки следует отнести и амфибол паргаситового типа, развивающийся в виде мноминеральной реакционной зоны на контакте жил пегматит-аплита и пегматитовидного гранита с магнетитом (рис. 32). Оптические свойства этого амфибола таковы: плеохроизм резкий, N_g — зеленовато-синий, N_m — травянозеленый, N_p — светлый, зеленовато-жел-

тый, $N_g = 1,683$, $N_p = 0,659$, $N_g - N_p = 0,024$, удлинение положительное, $2V = + 60^\circ$ (В. А. Вахрушев, 1956).

Показатели преломления минерала значительно выше таковых для паргаситов, приведенных в справочной литературе (А. Г. Бетехин, 1950, А. Н. Винчелл, 1949), что служит указанием на высокую железистость исследуемого паргасита.

Для остальных месторождений района минералы подгруппы роговой обманки не характерны или полностью отсутствуют (исключая первичную магматическую роговую обманку изверженных горных пород).

Серпентин. Из минералов группы серпентина в пределах Шерегешевского и Шалымского месторождений известны антигорит, хризотил и некоторые разновидности серпофита. Все они, как правило, распространены крайне ограниченно, за исключением, быть может, хризотил-асбеста, заполняющего трещины в скарново-рудных образованиях Шалыма. Жилы хризотил-асбеста крутопадающее, мощность их до 5 см и более. Хризотил обладает параллельно-волокнистым строением. Однако расположение волокон по отношению к стенкам трещин обычно не строго перпендикулярное.

Под микроскопом волокна хризотила заметно окрашены в зеленый цвет. Плеохроизм слабый. Угасание прямое. Удлинение положительное. Показатель преломления по $N_g = 1,565$. Приведенные данные указывают на высокую железистость хризотила. Как уже отмечалось выше, хризотил замещается кальцитом, кварцем, висмутином, галенитом, халькозином, борнитом и халькопиритом с образованием оригинальных столбчатых псевдоморфоз (рис. 33).

Наблюдаются под микроскопом выделения этих минералов (особенно кальцита и кварца), секущих в поперечном направлении волокна хризотила, тем самым подчеркивая наложенный характер минерализации.



Рис. 33. Столбчатые псевдоморфозы кальцита (белое) и галенита (черное) по хризотил-асбесту. Зарисовка штуфа. Шалымское месторождение.

Любопытно более интенсивное и избирательное замещение кальцитом, кварцем и сульфидными минералами центральных участков в отдельных микроскопически однородных волокнах хризотила. Благодаря этому в почти нацело замещенных вышеупомянутыми минералами участках нередко сохраняются отдельные волокнистые фрагменты хризотила, являющиеся периферическими частями более крупных микроскопически однородных кристаллических индивидов этого минерала (рис. 34).

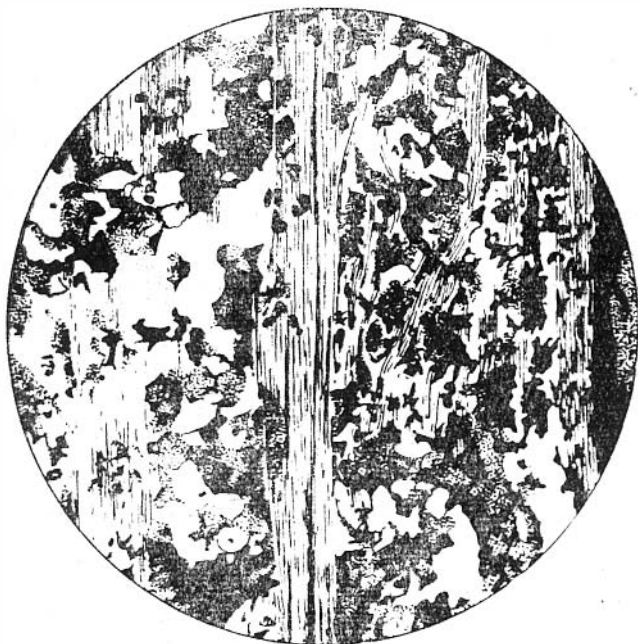


Рис. 34. Реликтовые волокна хризотила среди кварцевого агрегата. Прозрачный шлиф. Увел. 50. Шалымское месторождение.

Цоизит. По Н. Г. Сумину цоизит является характерным минералом для скарнов, образовавшихся по габбровым породам Шерегеша. Среди магнетитовых руд и гранато-пироксеновых скарнов этого месторождения в тесном парагенезисе с цоизитом и эпидотом изредка встречается туллит. Последний под микроскопом характеризуется пятнистой светло-розовой или фиолетовой окраской с резким плеохроизмом и низкими цветами интерференции. Оптические свойства туллита: оптиче-

ски положительный, $N_g = 1,706$, $N_p = 1,700$, $N_g - N_p = 0,006$, $2V = 45^\circ$, $r > v$.

Эпидот-клиноцоизит. Минералы этой группы широко представлены во всех железорудных месторождениях. Они образуют отдельные скопления зерен, местами довольно значительные мономинеральные агрегаты или присутствуют в виде существенной примеси среди скарнов. В ряде случаев эпидот сечет скарны и магнетитовые руды прожилками вместе с кальцитом, кварцем, гематитом, иногда с гранатом поздней генерации.

Эпидот встречается в виде мелкозернистых агрегатов и крупнокристаллических зерен. Мелкозернистые агрегаты состоят из зерен размером в десятые и сотые доли миллиметра, образовавшихся путем замещения ранее отложившихся минералов. Для прожилков и гнездообразных обособлений часто свойственны удлинненно-шестоватые кристаллы длиной до 2—3 см или их радиально-лучистые агрегаты.

Основная масса эпидота образовалась, несомненно, после скарновой стадии минералообразования путем замещения граната и пироксена, а также полевых шпатов вмещающих алюмосиликатных пород. Развитие эпидота непосредственно по алюмосиликатным породам (метаморфическим сланцам) с образованием эпидозитов наблюдается в Кочуринском месторождении.

Пренит. Отмечается Н. Г. Суминым в скарнах Шерегеша, образовавшихся по породам габбровой магмы.

Тальк. В пределах описываемых месторождений тальк принадлежит к редко встречающимся минералам. Н. Г. Суминым и некоторыми другими в крайне незначительных количествах тальк отмечен в скарновых породах Шалыма и Шерегеша как продукт позднего гистерогенного разложения магний-содержащих минералов (пироксена, актинолита, серпентина).

Биотит. В пределах рудных (скарново-рудных) тел биотит широко представлен в Шерегешевском месторождении. Микроскопически здесь он наблюдается в виде пластинчатых зерен или чешуек, достигающих 3—5 мм в длину. Обычно кучное распределение биотита с образованием мелкопластинчатых агрегатов розетковидного или друзового строения.

В шлифе под микроскопом биотит магнетитовых руд и скарнов обычно окрашен по N_g в зеленый цвет различной интенсивности, в то время как для биотита вмещающих ороговикованных сиенитов более характерны буровато-коричневые тона.

Схема абсорбции: $N_g = N_m > N_p$. Показатель преломления биотита из скарново-рудных образований по N_m колеблется от 1,605 для бледноокрашенных разностей до 1,628 — для густоокрашенных. Последние большей частью развиты непосредственно среди магнетитовых руд или гранатовых (андрадитовых) скарнов, в то время как светлоокрашенные биотиты, включая биотиты вмещающих ороговикованных пород, обычны для приконтактных зон скарново-рудных тел с карбонатными породами (например, Второй Рудный участок).

Помимо Шерегешевского месторождения биотит изредка встречается в рудах и околорудных породах Шалыма и, в частности, в ороговикованных альбитизированных кератофирах и в околоскарновых диопсид-плагноклазовых породах. В последних биотит преимущественно развивается по диопсиду. В скарнах, как уже отмечалось выше, биотит кое-где наблюдается внутри концентрически-зональных агрегатов граната. Здесь биотит образует чрезвычайно тонкочешуйчатые агрегаты желтовато-бурой окраски с высокими (биотитовыми) цветами интерференции при скрещенных николях. При больших увеличениях иногда различимы отдельные пластинки, обладающие ясно выраженным плеохроизмом по биотитовой схеме абсорбции и прямым угасанием относительно трещинок спайности. Из-за очень малой величины отдельных пластинок детальное оптическое изучение этого биотита не проводилось. Биотит находится в ассоциации с кварцем и вместе с ним замещает кальцит и гематит. Благодаря процессам замещения мы нередко наблюдаем, особенно у пластинчатых кристаллов гематита, выросших непосредственно на стенках пустот, лишь контуры зерен, в то время как внутренние части их нацело замещены биотитовым минералом и кварцем (рис. 23).

Приведенные данные определенно указывают на образования биотита после отложения гидротермального кальцита и гематита.

Биотит более распространен в Кочуринском месторождении, где он в некоторых случаях приобретает значение рудообразующего минерала. Примером этому могут служить сульфидно-магнетитовые руды, вскрытые на участке 2—3 скважиной № 49. Содержание биотита в них достигает 8—10%. Биотит мелкопластинчатый, зеленовато-буровой окраски. Обычно наблюдается максимальная приуроченность пластинок биотита к тем прослоям рудного пласта, которые сложены мелкозернистыми агрегатами магнетита. Пластинки биотита развиваются непосредственно в контакте с зернами магнетита,

либо располагаются в промежутках между ними, замещая при этом основную карбонатную массу породы. По биотиту частично развивается хлорит. Значительное развитие биотита в пределах Кочуринского месторождения отмечалось и ранее П. М. Рудницким и Я. Н. Белевцевым.

Мусковит и особенно его тонкочешуйчатая разновидность серицит почти постоянно встречаются во вмещающих алюмосиликатных породах всех месторождений. Из железорудных месторождений серицит наиболее развит в Таштаголе и Кочуре, где он входит в состав различного рода метаморфических сланцев (хлорито-серицитовых, полевошпато-серицитовых, кварц-полевошпато-серицитовых и т. п.), образовавшихся за счет карбонатно-глинистых и эффузивных горных пород района. В той или иной мере серицитизации подвержены также и сиениты, особенно в тех участках, которые предварительно испытали явления динамометаморфизма (дробление, рассланцовку и т. д.). В собственно скарново-магнетитовых телах мусковит (или серицит) ограниченно распростран.

Серицит является породообразующим минералом вмещающих горных пород (рассланцованных кварцевых порфиров, фельзит-порфиров, туфов и т. п.) Тургеневского месторождения.

Время проявления серицитизации не вполне ясно. В пределах железорудных месторождений принято считать (В. Г. Корель, 1957 и др.), что альбитизация и серицитизация кератофинов и сиенитов предшествовали процессам скарно- и рудообразования.

Хлорит. Являясь одним из поздних гидротермальных образований, хлорит развивается по многим минералам: полевым шпатам, пироксенам, гранатам, амфиболам и т. п. Формы проявления хлорита разнообразны: тонкочешуйчатые агрегаты, радиально-лучистые розетки, прожилковые выделения. Химический состав и оптические свойства хлоритов подвержены значительным колебаниям¹. Под микроскопом он большей частью обладает бледно-зеленой окраской и серыми, синевато-серыми или тускло-фиолетовыми цветами интерференции. Двупреломление — 0,002—0,003, $N_p = 1,62$ и больше.

В железорудных месторождениях района, видимо, в результате увеличения интенсивности более поздних гидротермаль-

¹ Детальное исследование хлоритов всех разновидностей нами не проводилось.

ных процессов роль хлорита возрастает по мере перехода от Шерегеша к Кочуре.

Возрастные соотношения хлорита с другими минералами обычно выражены совершенно отчетливо. В пределах собственно скарных месторождений хлорит интенсивно замещает скарные минералы (пироксен, гранат). В Шалымском и Таштагольском месторождениях участками скарны настолько сильно преобразованы гидротермальными растворами, что от кристаллов граната сохранились лишь контуры, в то время как внутренние части их полностью замещены мелкозернистым агрегатом хлорита, актинолита, кальцита и т. п. Тонко-чешуйчатые зеленые агрегаты хлорита заполняют полости внутри вышеописанных концентрически-зональных агрегатов граната и образуют в последних резко секущие прожилки.

В Таштагольском и особенно в Кочуринском месторождениях хлоритизации подвергаются также вмещающие руды сланцы, рассланцованные порфиroidы, порфиритоиды и т. п. Кроме того, хлорит нередко наблюдается непосредственно в составе руд, выполняя промежутки между агрегатами магнетита и частично разъедаая последний. Также обычны параллельно ориентированные обособления хлорита в ассоциации со стебельчатым кварцем в «тенях» давления идиоморфных кристаллов пирита и развитие его по тончайшим трещинкам в кальците, гидротермальном кварце и других минералах. При взаимном пересечении прожилков различного состава хлоритовые прожилки, как правило, являются наиболее молодыми. Так, например, в околорудных рассланцованных и эпидотизированных порфиroidах Первого участка Кочуринского месторождения (скв. 57, обр. 1028) нами встречены кварц-эпидотовые жилки, отчетливо пересекающиеся кварц-кальцитовыми жилками, и, наконец, оба типа этих жилок пересекаются многочисленными тонкими прожилками гематит-хлоритового состава.

В целом приведенные данные определенно указывают на отложение хлорита в железорудных месторождениях не только после граната, пироксена, магнетита и т. п., но и после основной фазы сульфидной минерализации, генетически связанной со скарно-рудным процессом.

В измененных околорудных породах Тургеневского месторождения обычно хлорит бледно-зеленый (маложелезистый) и находится в ничтожных количествах, исключающих возможность отнесения этих пород к хлоритизированным.

Полевые шпаты, являясь основными породообразующими минералами многих вмещающих горных пород, широко распространены в пределах всех рассматриваемых месторождений. В неизмененных горных породах они представлены ортоклазом, микроклином и плагиоклазом.

Из полевых шпатов послемагматического происхождения главенствующая роль, несомненно, принадлежит альбиту, образовавшемуся в предрудный, а в скарново-железорудных месторождениях — в предскарновый период минералообразования в результате метасоматического преобразования различного рода алюмосиликатных пород (натровый метасоматоз).

Альбит более позднего гидротермального происхождения неизмеримо меньше распространен. Этот альбит нередко в ассоциации с кварцем, карбонатом, флюоритом и сульфидами наблюдается в виде тонких прожилков, секущих руды и скарны. Цвет альбита в жильных проявлениях белый, светло-розовый до ярко-красного. Последняя разновидность альбита совместно с кварцем, доломитом и пиритом наиболее часто встречается в Кочуринском месторождении (обр. 1036, скв. 94, глубина 519 м).

В Тургеневском месторождении встречается гидротермальный ортоклаз, образующий секущие прожилки и гнездообразные выделения среди оруденелых пород. По времени отложения ортоклаз относится к числу наиболее ранних образований по сравнению с сопутствующими ему жильными минералами (карбонатом, флюоритом и сульфидами).

Скаполит. Этот минерал крайне ограниченно распространен. Нами он был встречен в незначительных количествах только в ороговикованных сиенитах и в гранатовых эндоскарнах (по сиенитам) Главного участка Шерегешевского месторождения и в скарнированных сиенитах Шалыма.

Под микроскопом бесцветный удлинненно-пластинчатой формы, со спайностью по призме (100) и (110) в виде тонких трещинок под углом 90° . В скрещенных николях характеризуется неравномерной мелкопятнистой окраской и прямым угасанием. Одноосный, отрицательный, $N_m = 1,571$, $N_p = 1,550$, $N_m - N_p = 0,021$.

Скаполит развивается по полевым шпатам, в том числе и по альбиту прожилков, секущих гранатовый эндоскарн. С другой стороны, кое-где скаполитовые пластинки пересекаются элидотом. Приведенные данные указывают на образование

скаполита после основной массы граната и несомненно, раньше эпидота.

Шабазит — минерал из группы цеолитов — был встречен Н. Г. Суминым в виде корочек в трещинках среди скарново-рудных образований Шерегеша.

Морденит в ассоциации с гипсом нами установлен в пределах Болотного участка Шерегеша, в керне скв. 140, на глубине 406 м от поверхности (обр. 998). Он наблюдается в виде прекрасно образованных кристаллов таблитчатой формы, выросших на стенках одной из пустоток в сильно эпидотизированном гранатовом скарне. Под микроскопом совершенно бесцветен, с резко выраженным отрицательным рельефом и темно-серой интерференционной окраской. Средний показатель преломления $1,473 \pm 0,002$.

Гейландит — цеолит из той же самой подгруппы, что и морденит. Отмечен М. А. Кашкаем (1934) также в рудах Шерегеша в виде кристаллических друзовидных агрегатов, выросших на стенках миаролитовых пустот. В ассоциации с гейландитом находятся хлорит и кальцит. Оптические свойства минерала в работе не приведены.

В целом образование минералов группы цеолитов (шабазит, морденит и гейландит) в Шерегешевском месторождении, по нашему мнению, связано с самым поздним низкотемпературным околотрещинным метаморфизмом скарново-рудных образований со стороны гранитной интрузии.

Некоторые экзогенные минералы

Экзогенные минералы в ограниченном количестве распространены в рудах всех описываемых месторождений. Некоторым исключением, может быть, следует считать Кочуринское месторождение, магнетитовые руды которого в верхних горизонтах частично мартитизированы. Верхние горизонты Таштагольского, частично Шалымского и Шерегешевского месторождений, затронутые зонами окисления и вторичного обогащения, в настоящее время большей частью выработаны и недоступны для наблюдения. Поэтому в отношении вторичных (экзогенных) минералов ограничимся только некоторыми замечаниями, тем более, что детальное изучение их не входило в задачу наших исследований.

Самородная медь в виде очень тонких листоватых масс или дендритовидных, сетчатовидных агрегатов встречена в верхних горизонтах скарново-рудных образований Шерегешев-

ского месторождения (карьер Главного участка)¹. По данным спектрального анализа в ней содержится в крайне незначительных количествах (линии очень слабой интенсивности и следы) железо, марганец, серебро.

Халькозин и ковеллин. Экзогенные халькозин и ковеллин изредка и в незначительных количествах встречаются в рудах верхних горизонтов Шерегешевского и Шалымского месторождений, развиваясь по борниту, халькопириту и исключительно редко по сфалериту, с образованием обычных структур замещения. В шлифах прослеживаются все стадии замещения от прожилковых выделений по трещинкам и тонких кайм с периферии до полного замещения халькозином и ковеллином зерен борнита или халькопирита.

Гринокит. Этот минерал в рудах Шалымского и Шерегешевского месторождений отмечается Н. Г. Суминым в форме мелких кристалликов медово-серого цвета и смолистого блеска и в виде ярко-желтых охр.

Гринокит в незначительных количествах встречен нами во Втором карьере Шалымского рудника в зальбандах кварцевых жил, максимально обогащенных сульфидами (преимущественно сфалеритом).

Желтые охристые агрегаты гринокита в смеси с лимонитом выполняют стенки мелких пустот в сфалеритовой массе или же отлагаются вдоль тонких ветвящихся трещинок, рассекающих карбонат-кварцевую массу жилы.

Под микроскопом в отраженном свете серый, по твердости очень близок к сфалериту, характеризуется сильно выраженными внутренними рефlekсами яркой лимонно-желтой окраски.

Спектральные анализы гринокитсодержащих образцов постоянно показывают содержание Cd в пределах от 0,1 до 1% и более (линии средней и сильной интенсивности). Из других сопутствующих кадмию элементов-примесей следует отметить индий.

Форма нахождения гринокита — охры в пустотах и по трещинкам руд зоны окисления — не вызывает сомнений в его экзогенном происхождении.

Окислы марганца в незначительных количествах наблюдаются во всех железорудных месторождениях. В Шерегешевском месторождении они наиболее распространены во Втором

¹ Самородная медь в месторождении была впервые встречена техниками-геологами рудника Ю. И. Костылевым и С. С. Родновым.

рудном участке, заполняя трещины и карстовые полости среди перекристаллизованных известняков.

Макроскопически они имеют вид рыхлых, порошковатых образований темного шоколадно-бурого или почти черного цвета и представляют собою механическую смесь различных по составу окислов марганца (преимущественно из группы псиломелан-вадов), железа, карбонатов и т. п. Специального минералогического анализа этих образований не проводилось.

Спектрографически в них установлено присутствие следующих элементов — в порядке понижения интенсивности линий: Mn, Fe, Mg, Si, Cu, Zn, Al, Ca, Pb, Sb, Co, Ba, Mo, Ag, V, Bi и As.

В Таштагольском руднике на стенках трещин среди рудных тел встречаются корковидные отложения псиломелан-вадов; характеризующиеся сталактитоподобной или мелкобугорчатой внешней поверхностью. Мощность таких корочек достигает 2—3 см. В изломе отдельные натечные выделения или почки имеют концентрически-зональное строение.

Спектрографически установлены следующие элементы: Mn, Fe, Co, Ba, Al, Si, Mg, Mo, Ni, Ca, Pb, Cu, Sn, Sr и Ti.

Имеется указание о присутствии в Таштагольском районе псиломелана и пиролюзита гидротермального происхождения (О. Г. Кинэ, 1952).

Марказит и мельниковит частично были уже отмечены выше. Изредка встречается малахит, образующий типичные натечные агрегаты радиально-лучистого и концентрически-зонального строения. Отмечено также присутствие смитсонита, церрусита, гидроцинкита и хризоколлы. Из-за крайне незначительного распространения рассматривать все эти минералы не будем.

ГЛАВА 6.

СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

До настоящего времени в опубликованной литературе не имеется достаточно полных описаний структурно-текстурных особенностей руд Кондомского района. В работах предыдущих исследователей по вещественному составу и генезису руд железорудных месторождений приведены лишь краткие сведения о распространенности главных видов текстур, как, например, массивных, пятнистых и т. п., без детального рассмотрения и анализа их генетической природы. Исключением являются некоторые типы текстур магнетитовых руд Таштагола (особенно различного рода ритмически полосчатые и бурундучные текстуры), достаточно полно рассмотренные С. С. Лапиным (1954) в связи с выявлением роли известняков в рудообразовании. Аналогичное положение и со структурами руд железорудных месторождений, не говоря уже о структурно-текстурных особенностях полиметаллических руд недавно открытого Тургеневского месторождения. В нижеследующем разделе, не претендующем на полноту, рассматриваются все более или менее распространенные типы структур и текстур как магнетитовых, так и полиметаллических руд района.

Структуры руд

Главными рудными минералами в рассматриваемых месторождениях являются магнетит, пирит, пирротин и отчасти сфалерит и галенит. Поэтому в данном разделе прежде всего речь будет идти об этих минералах. Структурные особенности других реже встречающихся минералов и их агрегатов в той

или иной мере были уже освещены нами ранее, и здесь, во избежание повторений, на них, как правило, останавливаться больше не будем.

В магнетитовых рудах преобладают зернистые структуры. Под микроскопом магнетитовые агрегаты обычно состоят из зерен неправильной изометрической формы (аллотриоморфно-зернистая структура); реже наблюдаются кристаллографически правильные очертания зерен магнетита, образуя панидиоморфнозернистую структуру. Последняя большей частью свойственна тем магнетитовым агрегатам, отдельные зерна которых не соприкасаются вплотную друг с другом, как это чаще всего наблюдается в рудах Кочуринского месторождения. Размер зерен магнетита большей частью колеблется от сотых долей миллиметра до 1—2 мм, достигая в отдельных сравнительно редких случаях величины 0,5 см и более в поперечнике. Равномернозернистые, мелкозернистые структуры магнетитовых руд более свойственны Кочуринскому, а затем Таштагольскому месторождениям. В Шалымском и Шерегешевском месторождениях наряду с равномерно мелкозернистыми магнетитовыми рудами наблюдаются и неравномернозернистые и крупнозернистые их разновидности.

Причины, определившие различную величину зерен магнетита в рудах различных месторождений, нам не вполне ясны. Несомненно, что большое значение имеют такие факторы, как степень концентрации железа в рудоносных растворах и давление. Вместе с тем имеются факты, указывающие на зависимость величины зерен магнетита от сложения и состава замещаемых пород. Так, в Шалымском месторождении магнетитовые руды, образовавшиеся по сиенитам, обладают тонкозернистым строением, в то время как руды по гранатовым скарнам обычно являются крупнозернистыми. Аналогичное явление зависимости величины зерен магнетита от сложения замещаемых пород наблюдалось нами и в Шерегеше на примере образования магнетитовых руд путем замещения неравномернозернистых сиенитов (скв. 208). Однако наблюдений в этом отношении сделано мало и какие-либо определенные заключения преждевременны.

Под влиянием наложения более поздних гидротермальных процессов происходит замещение магнетита другими минералами (особенно сульфидами) с образованием различного рода коррозионных структур (разъедания, пересечения и т. п.).

В некоторых значительно более редких случаях наблю-

дается обратное явление — коррозия сульфидных минералов и, в частности, пирита магнетитом (обр. 912, 657).

Зерна магнетита нередко обладают зональным строением. Последнее обычно хорошо проявляется после травления. Такие зерна магнетита часто замещаются кальцитом избирательно по зонам с образованием типичных скелетных структур замещения.

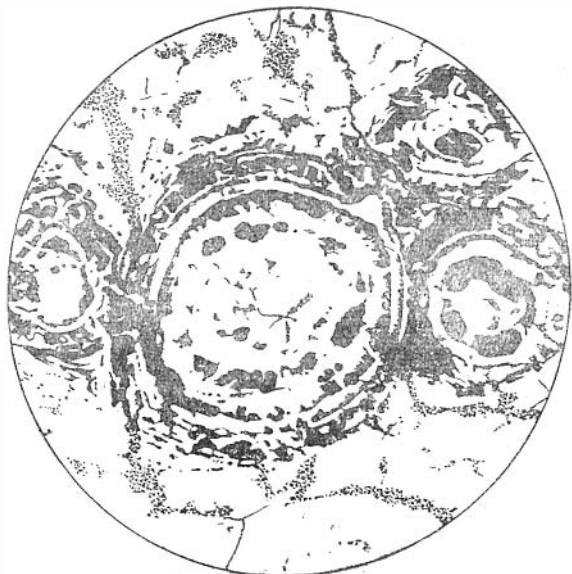


Рис. 35. Колломорфные образования магнетита; черное — нерудный минерал. Полированный шлиф. Увел. 75. Шалымское месторождение.

Встречаются также и колломорфные выделения, обусловленные concentрическим сложением магнетитовых агрегатов (рис. 35). Агрегаты такого строения нами обнаружены среди магнетита, развивающегося по трещинкам в гранатовом скарне Шалыма (карьер № 4, обр. 86 и др.). Любопытны шаровидные или полусферические выделения магнетита, встреченные нами в кальцитовых и флюорито-кальцитовых прожилках и линзовидных обособлениях, располагающихся среди скарированных и интенсивно хлоритизированных пород этого же месторождения (обр. 1086). Особенности условий нахождения и строения шаровидных образований магнетита или, точнее, мушкетовита следующие.

Шаровидные образования мушкетовита приурочены к за-
бандам прожилков или линз, сложенных одним кальцитом
или кальцитом и фиолетовым флюоритом. Макроскопически
они обладают более или менее правильной сферической формой
и примерно одинаковыми размерами, колеблющимися в пре-
делах 1—2 мм в диаметре. При микроскопическом исследова-
нии устанавливается, что они представляют собою радиально-



Рис. 36. Почковидные агрегаты мушкетовита (черное) в флюорит-кальци-
товом прожилке. Прозрачный шлиф. Николи параллельны. Увел. 15. Ша-
лымское месторождение.

лучистые сноповидные агрегаты тонкопластинчатых индивидов
либо одного мушкетовита, либо мушкетовита и кварца
(рис. 36). Последний заполняет промежутки между пластин-
ками мушкетовита, либо концентрируется по периферии сфе-
ролитов. Характерно при этом, что кварц в виде обособлен-
ных от мушкетовита выделений среди вмещающего кальци-
та не наблюдается совершенно. Что действительно здесь мы
имеем дело с мушкетовитом, свидетельствует наличие в по-
следнем реликтов пластинчатых кристаллов гематита, кое-
где в незначительном количестве сохранившихся от замеще-
ния магнетитом.

Общая шаровидная форма агрегатов мушкетовита наводит на мысль о возможной коллоидной природе этих образований, выделившихся первоначально в виде гелей простого — гематитового или сложного — кварц-гематитового состава с последующей мушкетовитизацией гематита.

Развитие мушкетовита по гематиту вообще явление достаточно обычное и наблюдается в рудах всех железорудных месторождений. Вместе с тем сам мушкетовит в окислительной обстановке гипергенных, а также, вероятно, и в гипогенных условиях, подвергается в той или иной степени окислению. Другими словами, в некоторых случаях происходит циклическое псевдоморфное превращение гематита в магнетит и, наоборот, по схеме: гематит \rightleftharpoons магнетит (мушкетовит) \rightleftharpoons гематит (мартит). При этих превращениях иногда возникают такие сложные узоры взаимного проникновения магнетита и гематита, которые не всегда позволяют однозначно решить вопрос, имеем ли мы реликты гематита в мушкетовите или развивающийся по последнему мартит.

По своим морфологическим особенностям зернистые структуры пиритовых масс более разнообразны. Среди них можно наблюдать участки и аллотриоморфнозернистые и гинидноморфнозернистые и порфиоровидные. Порфиоровидная структура особенно характерна для агрегата смешанного минералогического состава, как, например, пирит-магнетитового, пирито-сфалеритового и т. п. Порфиоровидные выделения обычно представлены метакристаллами пирита, с включениями минералов окружающей среды, захваченными при росте кристаллов. Нередко метакристаллы располагаются кучно и имеют широкие колебания в размерах (от десятых долей миллиметра до 1 см и более) и относительный идиоморфизм одних зерен пирита к другим. Наблюдается также нарастание мелких кристаллов пирита на гранях более крупных, что говорит о не совсем одновременном зарождении и развитии отдельных кристаллов.

Пирит, как один из наиболее ранних по времени выделения среди сульфидных минералов, нередко замещается другими минералами (галенитом, сфалеритом и особенно халькопиритом).

Как уже отмечалось выше, наблюдается замещение пирита по трещинкам и с периферии его кристаллов более поздним магнетитом. Однако это проявлено локально и в крайне незначительных масштабах.

Пирротиновые участки руд Шерегешевского и Шалым-

ского месторождений обычно состоит из агрегата аллотриоморфнозернистых зерен различной величины (от 0,01—0,02 мм до 1 мм), значительно изменяющейся даже в пределах одного и того же шлифа. Некоторые зерна обнаруживают двойниковое строение. Двойниковые полоски обычно ровные и прямолинейные. Ширина их колеблется от 0,05 до 0,2 мм. Возрастные отношения пирротина с рудообразующим магнетитом обычно вполне определены. Он выполняет промежутки между изометрическими или совершенно идиоморфными зернами магнетита, частично корродируя их с периферии и по трещинкам, с образованием секущих жилок. Менее определены отношения пирротина с пиритом, наблюдающимся среди пирротиновой массы в рудах Шерегеша в виде крупных, нередко идиоморфных кристаллов, обуславливая резко выраженную порфировидную структуру.

Образовались ли зерна пирита метасоматическим путем за счет пирротина или являются более ранними по сравнению с последним, пока остается для нас не вполне ясным. В пользу второго предположения указывают бухтообразные заливы пирротиновых агрегатов, нередко достаточно глубоко внедряющиеся в кристаллы пирита. Вместе с тем имеется пирит более поздней генерации, метасоматическое образование которого за счет пирротина не вызывает сомнений. Таковы псевдоморфозы по пирротину мелкокристаллического пирита в смеси с магнетитом, с закономерным расположением новообразований по отношению к пирротину. В других случаях по пирротину развивается марказит в виде характерных копьевидных кристаллов.

Сфалерит из скарново-железорудных месторождений наибольшее скопление образует в пределах Шерегешевского рудного поля (Болотный участок), где он в большинстве случаев образует агрегаты аллотриоморфнозернистого строения, состоящие то из более мелких, то из более крупных зерен. Обычно размер зерен сфалерита колеблется в пределах от 0,1 до 0,5 мм, причем постоянно обнаруживается очень четко выраженное двойниковое, часто полисинтетическое двойниковое строение зерен. Довольно широко развиты эмульсионподобные мельчайшие включения халькопирита в сфалерите. После выявления структуры сфалеритового агрегата путем структурного травления можно видеть, что мельчайшие зернышки халькопирита часто приурочиваются лишь к границам раздела между двойниковыми полосками, совершенно отсутствуя в остальной массе (рис. 37). В участках, где преобладает пи-

рит, сфалерит образует ксеноморфные по отношению к пириту зерна, при этом сфалерит нередко находится в тесном срастании с халькопиритом. Аналогичны в большинстве случаев и взаимоотношения сфалерита с пирротином, указывающие на более раннее отложение последнего. Вместе с тем в сфалерите Шерегешевского месторождения (Болотный участок) наблюдаются и закономерно ориентированные по спайности пластинчатые выделения пирротина, образовавшиеся, видимо, в результате распада твердого раствора (обр. 905, скв. 176, глубина 375 м). Пластинчатые структуры распада свойственны также борниту с халькопиритом.

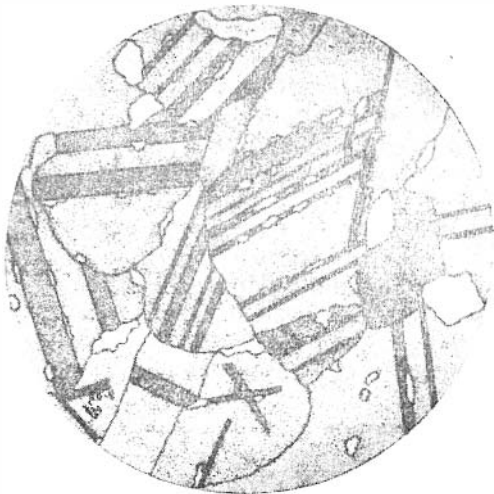


Рис. 37. Полисинтетическое двойниковое строение зерен сфалерита. Мелкие светлые зерна — выделения халькопирита. Полированный шлиф. Увел. 92. Шерегешевское месторождение.

В образцах сульфидных руд из зон тектонических нарушений Шалымского и Таштагольского месторождений кристаллы пирита и арсенопирита обычно сильно трещиноваты и раздроблены, с признаками отчетливо выраженной катакластической структуры. Наиболее раздробленными часто оказываются участки руды, представляющие собою сплошные агрегаты пирита. Размер пиритовых и арсенопиритовых зерен при дроблении уменьшается в 10—15 раз (до 0,01—0,02 мм в поперечнике, при первоначальных размерах кристаллов этих минералов 0,05—2 мм).

Менее раздробленными являются те кристаллы пирита или арсенопирита, которые находятся в окружении более мягких минералов — халькопирита, галенита и сфалерита. Последнее, как указывает Т. Н. Шадлун (1958), принимая на себя основные напряжения, преимущественно разрешающиеся в пластической деформации, предохраняют кристаллы пирита и арсенопирита от раздробления.

Пластические деформации в агрегатах зерен халькопирита и галенита большей частью не приводят к нарушению целостности зерен, вызывая, однако, изменение их формы. Чаще всего проявляется удлинение зерен в направлении перпендикулярном сжатию, отчего наблюдается полосовидное расположение халькопиритовых и галенитовых агрегатов зерен.

В ряде случаев наблюдается преобразование грубозернистых агрегатов в тонкозернистые. Такое явление перекристаллизации, в частности, отмечается в сфалеритовых участках руд Шалыма. Часто этот процесс не доходит до конца. В этом случае под микроскопом мы видим порфировидные структуры, обусловленные наличием реликтов первоначально более крупных зерен в тонкозернистом агрегате, возникшем при явлениях перекристаллизации. При этом происходит уменьшение зерен сфалерита до 0,01—0,03 мм при первоначальных размерах их в 0,3—0,4 мм.

Явления перекристаллизации свойственны агрегатам молибденита, кварца и ряда других минералов. Так, в результате перекристаллизации в почковидных выделениях молибденита (рис. 4) возникают концентрические зоны, отличающиеся друг от друга по степени зернистости. Кроме того, нередко каждая из этих зон характеризуется особенностями структуры: то аллотриоморфнозернистой, то радиально-локнистой.

Явления катаклаза и перекристаллизации в той или иной мере свойственны полиметаллическим рудам Тургеневского месторождения. Зерна пирита в рудах этого месторождения обычно разбиты трещинками; сфалерит и галенит при этом нередко цементируют обломки пирита (рис. 38). Вместе с тем, галенит и сфалерит в некоторых случаях склонны к образованию венчиков на противоположных концах обтертых, в результате давления, зерен полевых шпатов вмещающих сланцев. Кроме того, катаклаз проявлен в нерудных жильных минералах (кварце, кальците и др.), сопровождающих сульфидную минерализацию. Признаки раздавливания и, возмож-

но, частичного переотложения вещества, как и следовало ожидать, более резко выражены в кварце. В выделениях последнего широко развито жилкование материала в нескольких направлениях, с образованием своего рода петельчатой «микротекстуры», в результате неодновременного угасания материала «прожилков» и основной кварцевой массы, характеризующейся мозаичным строением. Частичная грануляция кварца с периферии его зерен — явление обычное в рудах и породах Тургеневского месторождения.



Рис. 38. Реликтовые зерна пирита (1) среди галенита (2); 3 — халькопирит; 4 — сфалерит и 5 — нерудный. Полированный шлиф. Увел. 25. Тургеневское месторождение.

Интенсивные механические деформации свойственны зернам жильного полевого шпата и кальцита. Для последнего характерен изгиб двойниковых полосок, катаклаз и залечивание тонких трещинок путем частичной перекристаллизации. Кристаллы полевого шпата помимо растрескивания подвержены также изгибу. При этом они приобретают, при скрещенных николях, характерное волнистое угасание (рис. 2). И, наконец, среди жильных образований кое-где наблюдаются типичные зеркала скольжения.

Однако имеются факты, указывающие, что динамометаморфизм вмещающих пород по времени проявления главной своей фазы предшествовал рудоотложению. Прежде всего обращает внимание раздавливание и рассланцовка вмещающих пород, которые по своей интенсивности ни в коей мере не сопоставимы с динамометаморфизмом рудных образований, особенно, если учитывать их различие в физических свойствах. Катакlastические структуры резко видны при микроскопическом изучении руд и их вмещающих горных пород. Наибольшему раздавливанию с образованием часто «обтертых» обломков подвержены порфировидные выделения полевых шпатов. В ряде случаев раздробленными и брекчированными оказываются не только вкрапленники полевых шпатов, но и основная тонкозернистая масса различного рода порфиroidов.

Вдоль зон максимального дробления и рассланцовки наблюдается повышенная альбитизация пород и более обильная вкрапленность сульфидов.

Помимо пространственной приуроченности рудных выделений к плоскостям рассланцовки в месторождении широко развиты также различного рода прожилки того же самого минерального состава, секущие сланцеватость вкрест простираения. Причем признаков, которые свидетельствовали бы об отложении рудного материала до региональной рассланцовки вмещающих пород, совершенно не наблюдается. Более того, отложение галенита и сфалерита происходило после образования ряда жильных нерудных минералов и, в частности, ортоклаза. Приуроченность галенита и сфалерита к трещинкам деформированных кристаллов жильного ортоклаза видна на рис. 2.

В целом приведенные данные убедительно свидетельствуют о неоднократности проявления динамометаморфизма в пределах Тургеневского месторождения, что вполне согласуется с положением его среди зоны длительно развивающегося регионального глубинного разлома. При этом основная фаза динамометаморфизма, обусловившая рассланцовку вмещающих пород (порфиров, порфиритов, туфов и т. п.), видимо, прошла задолго до процессов рудоотложения. Вместе с тем, как это видно из вышеизложенного фактического материала по структурным и текстурным особенностям руд, отмечаются и межминерализационные послерудные тектонические подвижки. Благодаря последним в той или иной степени оказались метаморфизованными и сами рудные минералы.

Среди руд Кондомского района наиболее распространены текстуры массивные, пятнистые, полосчатые, бурундучные, жилые (или текстуры пересечения) и петельчатые. Менее развиты различного рода крустификационные, друзовые, брекчиевые и некоторые другие. Распространенность текстур разных типов в отдельных месторождениях, даже принадлежащих к одному и тому же генетическому типу, крайне различна.

Так, для всех рассматриваемых в работе железорудных месторождений основным путем образования руд является метасоматический. Однако геологическая позиция этих месторождений и особенно физико-химические условия отложения руд были далеко неодинаковыми, что, прежде всего, и обусловило различную распространенность в них отдельных типов текстур. Большие разнообразия в текстурные узоры магнетитовых руд вносятся наложением на них более поздней сульфидной минерализации.

Примером руд с наиболее ярко выраженными реликтовыми текстурами являются руды Кочуринского месторождения. Вмещающие породы этого месторождения представляют собою эффузивно-осадочную толщу крайне неоднородного литологического состава. Преимущественное развитие магнетита за счет карбонатсодержащих прослоев этой толщи и обусловило здесь хорошее сохранение реликтовой слоистой или полосчатой текстуры (рис. 39). Естественно, что при полном замещении рудным материалом более или менее мощных прослоев вмещающей толщи (от нескольких см до 1 м и более), мы имеем дело уже с массивными текстурами, так как в этих случаях сами минеральные агрегаты руды по своему масштабу перерастают в особенности строения рудных тел.

Часто можно проследить все стадии избирательного замещения магнетитом отдельных карбонатсодержащих прослоев — от рудной мелкой вкрапленности до образования сплошных однородных магнетитовых руд. При этом нередко такие сочетания минеральных агрегатов, которые напоминают типичную так называемую рябчиковую текстуру, характеризующуюся в данном случае закономерным чередованием мелких прерывистых полосок магнетита и кальцита. Направление таких полосок часто перпендикулярно к направлению общей полосчатости. Появление вкрапленных ритмически-полосчатых, рябчиковых и т. п. текстур за счет избирательного за-



Рис. 39. Полосчатая текстура магнетитовой руды. Фото штуфа керна. Натуральная величина. Кочуринское месторождение.

мещения карбонатсодержащих прослоев у нас не вызывает сомнений. Постепенные переходы между нерудными карбонатными прослоями и сплошными магнетитовыми рудами свидетельствуют, с одной стороны, о метасоматическом типе этих руд, с другой — о реликтовой природе основной массы карбоната, заключенного в них. Факт образования бурундучных и рябчиковых текстур при метасоматическом замещении известняков магнетитом весьма важен, так как эти текстуры широко развиты в рудах собственно скарново-железородных месторождений района, в которых генетическая природа карбоната поддается расшифровке уже со значительно большими трудностями.

Сульфидные минералы, кварц и карбонаты, накладывающиеся на ранее образовавшиеся магнетитовые руды и вмещающие их породы, в известной мере маскируют (затушевывают) первичную полосчатую текстуру руд в случае обильной и более или менее равномерной вкрапленности их, или усиливают ее за счет преимущественного обособления сульфидов, кварца и т. п. в виде вкрапленности или прерывистых линзовидных прожилков, развивающихся согласно с общей полосчатостью рудных образований. Вместе с тем необходимо отметить, что в пределах Кочуринского месторождения гидротермальные минералы отлагаются не только вдоль контактов разнородных по составу тел, но и нередко развиваются в виде сети секущих прожилков, образуя текстуры пересечения, переходящие кое-

где и в типичные брекчиевые текстуры. Присутствие последних указывает не только на более позднее отложение сульфидов по сравнению с магнетитом, но и на наличие значительных по интенсивности тектонических подвижек, предшествовавших сульфидной минерализации.

Среди текстур руд Таштагольского месторождения на первом месте должны быть поставлены массивные текстуры, характеризующиеся более или менее однородным тонкозернистым строением рудной массы, нередко почти нацело состоящей из одного мономинерального магнетитового агрегата. Однако следует заметить, что, несмотря на макроскопически кажущуюся однородность этих руд, под микроскопом обычно легко обнаруживается неоднородное сложение, которое выражается в неправильном расположении скоплений магнетитовых зерен, отличающихся друг от друга по величине. Такие массивные (или, может быть, лучше их именовать сплошными) текстуры особенно распространены в Первом, Втором и отчасти в Пятом «Б» и Девятом рудных телах месторождения, обуславливая очень высокое качество их руд. Широкое развитие массивных текстур в рудах этого месторождения по сравнению с Кочуринскими обусловлено как особенностями литологического состава замещаемых пород (нередко замещению подвергаются крупные линзы мраморизованных известняков однородного сложения), так, возможно, и большей химической активностью рудоносных растворов.

На второе место после массивных текстур должны быть поставлены пятнистые текстуры, обусловленные, прежде всего, различного рода сочетаниями агрегатов магнетита и кальцита. В одних случаях кальцит в магнетитовой массе обособляется в виде гнезд, линз и т. п. с размерами включений от микроскопических до 2—3 см и более. В других случаях включения кальцита в магнетитовой массе закономерно ориентированы и обуславливают появление бурундучных текстур. По данным С. С. Лапина (1954), области развития линейно-вытянутых ритмически полосчатых и «бурундучных» текстур определенно сопряжены с областями развития известняков и могут рассматриваться, как области вероятного замещения рудами известняков.

Изучение включений карбонатного материала в магнетитовых рудах во многих случаях определенно указывает на их реликтовую (остаточную) природу.

На рис. 40 представлены зарисовки керна магнетитовой руды (скв. 128) Таштагольского месторождения с включе-

ниями остаточного карбонатного материала светло-серой окраски. Крупные выделения карбоната здесь по существу представляют собою мелкие останцы карбонатной породы, перекристаллизованной на месте без переотложения ее вещества послемагматическими растворами. Среди таких включений нередко ясно сохраняются признаки первичного полосчатого (слоистого) сложения карбонатной породы, как это видно на рис. 40-а, и особенно на рис. 40-б.

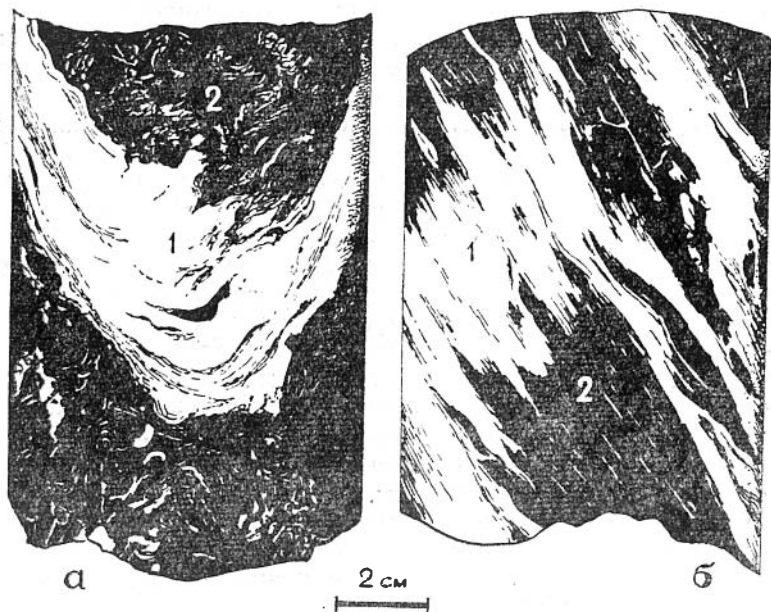


Рис. 40. Формы выделения реликтового карбоната в магнетитовой руде. 1 — кальцит, 2 — магнетит. Таштагольское месторождение.

Остаточная природа карбонатных включений хорошо устанавливается при микроскопическом изучении прозрачных шлифов. В последних под микроскопом хорошо видно, как магнетит в виде коротких жилок, цепочковидных обособлений или чаще всего обильной мелкой сыпи развивается по кальцитовый массе породы, особенно в тех участках, которые были подвержены перекристаллизации и дроблению. Обычны обособления магнетита вдоль плоскостей спайности в зернах кальцита. В ассоциации с магнетитом встречается кварц (иногда в

значительных количествах), также метасоматически развивающийся по кальциту.

Аналогичные формы проявлений карбоната в магнетитовых рудах широко распространены.

На основании изложенного выше, с учетом замечаний относительно образования текстур руд Кочуринаского месторождения, мы присоединяемся к мнению С. С. Лапина о реликтовой природе основной массы карбоната в магнетитовых рудах этого текстурного типа.

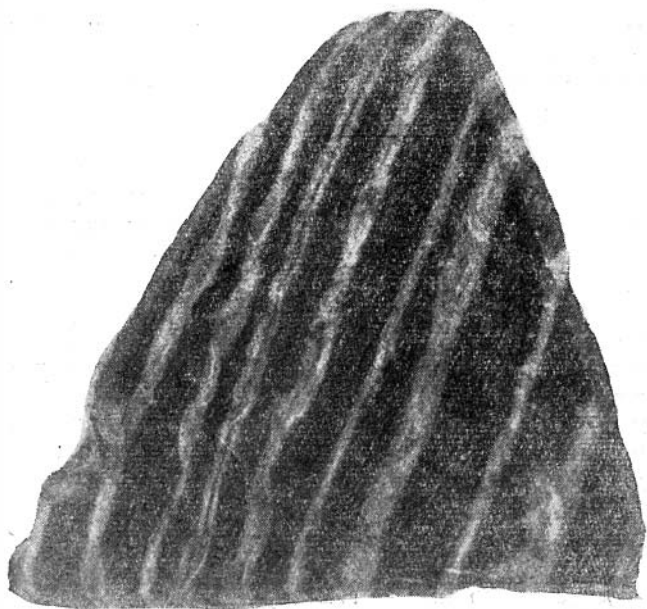


Рис. 41. Полосчатая текстура магнетитовой руды; темные полосы состоят из магнетита, серые — из карбоната, граната и кварца. Уменьшено в $1\frac{1}{2}$ раза. Таштагольское месторождение.

В рудах, и особенно в скарнах, широко развиты и типичные полосчатые текстуры, обусловленные чередованием полос магнетита, граната, эпидота и некоторых других минералов (рис. 41). Как показывают исследования С. С. Лапина и наши дополнительные наблюдения, полосчатость преимущественно является унаследованной от замещаемых пород. Об этом свидетельствует послойное замещение вмещающих их первичнослоистых пород и пространственная увязка как по

падению, так и по простиранию полосчатых скарнов и руд с полосчатыми мергелями и мергелистыми известняками (С. С. Лапин, 1954).

Кроме полосчатости, связанной с первичной слоистостью замещаемых пород и неоднородностью их состава, в некоторых случаях проявлена полосчатость, обусловленная тектоникой. Таковы полосчатые магнетитовые и особенно сульфидно-магнетитовые руды, находящиеся в соседстве с поверхностями молодых тектонических нарушений (например, обр. 599, скв. 109, глубина 386 м). В этом случае рудный материал под давлением частично размельчается и прессуется с образованием полосчатости, обычно наиболее четко проявляющейся на полированных поверхностях рудных штуфов.

Точно так же образование пятнистых текстур руд может быть не только за счет включений реликтового кальцита, но и за счет наложения более поздней гидротермальной минерализации, в том числе сульфидов железа и меди, флюорита, кварца и некоторых других минералов. В этом случае и кальцит, наблюдающийся в тесном парагенезисе с флюоритом и кварцем, вероятно, является не остаточным, а наложенным, и частично разъедает и замещает магнетитовые агрегаты. Необходимо отметить, что расшифровка генетической природы различного рода полосчатой и пятнистой текстур в сочетании полевых геологических с лабораторными минералогическими методами исследований обычно не вызывает особых затруднений и в большинстве случаев решается однозначно.

Из других типов текстурных рисунков изредка встречаются друзовые выделения кальцита скаленоэдрического облика, развивающиеся на стенках открытых трещин (рис. 42), и текстуры пересечения. В последнем случае секущие прожилки преимущественно имеют гематитовый, гематито-кальцитовый, кварц-кальцито-альбитовый, эпидотовый и очень редко галенитовый или галенито-сфалеритовый состав.

Все типы текстур, отмеченные для руд Таштагольского и Кочуринского месторождений, встречаются и в рудах Шалыма, отличаясь, однако, своей распространенностью, а в некоторых случаях и составом слагающих их минеральных агрегатов. Так, например, бурундучные текстуры здесь редки, полосчатые — нехарактерны. Наиболее широко распространены, наряду с массивными, пятнистые текстуры. Появление последних в большинстве случаев связано с присутствием среди основной магнетитовой массы включений сульфидов (рис. 43), реже кальцита.

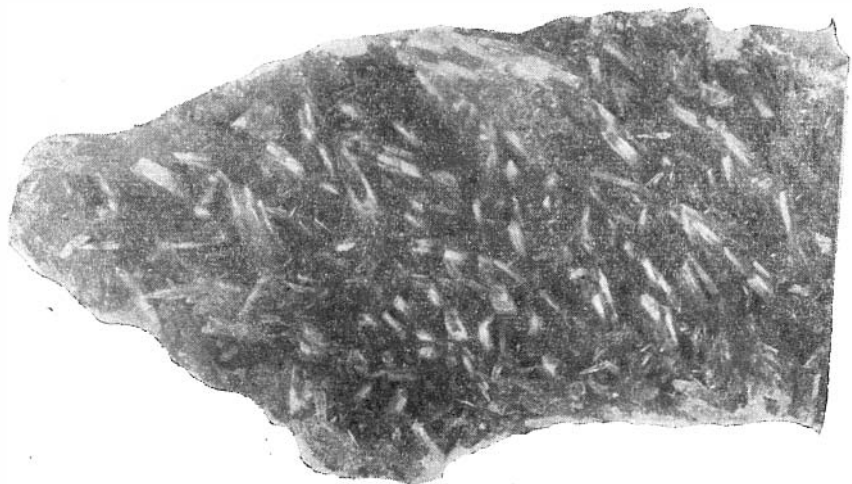


Рис. 42. Друза кальцита. Уменьшено в $1\frac{1}{2}$ раза. Таштагольское месторождение.

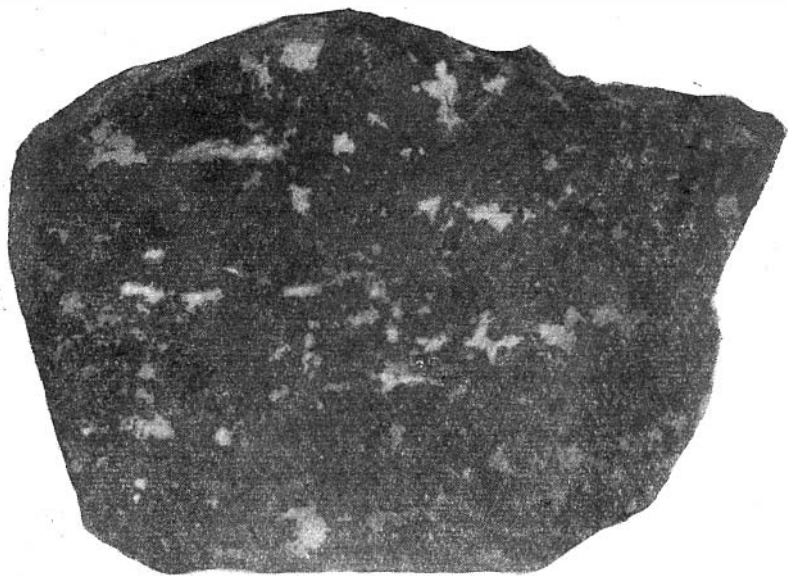


Рис. 43. Пятнистая текстура сульфидно-магнетитовой руды. Темная основная масса — магнетит, светлые выделения — пирит. Уменьшено в $1\frac{1}{2}$ раза. Шалымское месторождение.

В отношении кальцита в ряде случаев также выявляются признаки, указывающие на его остаточную (реликтовую) природу. Один из примеров этого показан на рис. 44. На фигуре изображены гнездообразные выделения крупнокристаллического кальцита среди рудного скарна (обр. 1463, карьер № 4).

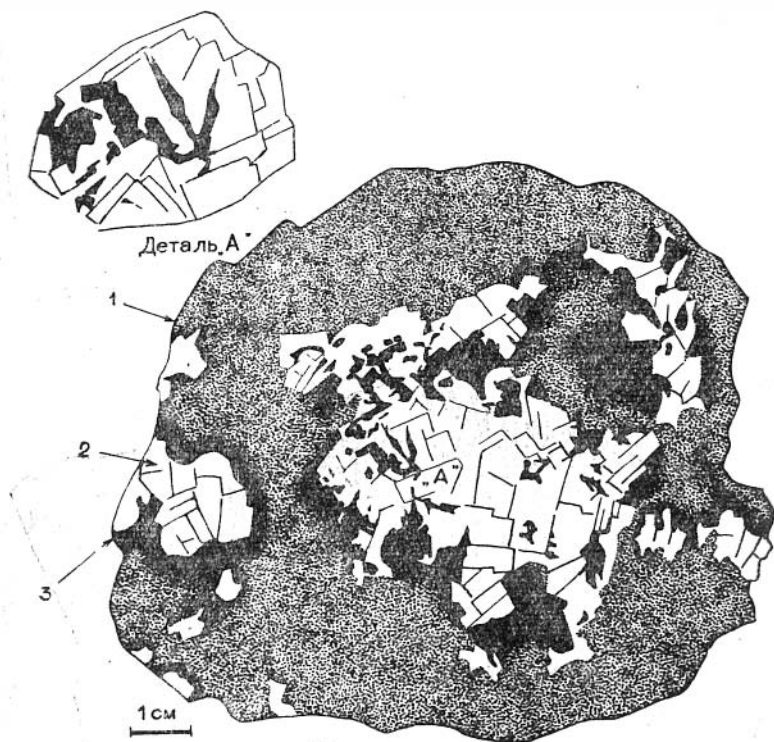


Рис. 44. Гнездообразное выделение кальцита в рудном скарне.

1 — скарн с тонкой вкрапленностью магнетита, 2 — крупнокристаллический кальцит и 3 — участки сплошного магнетита.

Характерны взаимоотношения магнетита с кальцитом. В одних случаях наблюдаются каймы магнетита вокруг гнезд кальцита, в других — магнетит образует вкрапленность и короткие прожилки, резко секущие в разных направлениях кристаллы кальцита. Отсюда вполне логично заключение о более позднем отложении магнетита по сравнению с кальцитом. При

этом необходимо подчеркнуть, что здесь мы имеем дело с магнетитом первой генерации, составляющим основную массу магнетитовых руд месторождения. Относительно большая величина кристаллов кальцита, вероятно, обязана перекристаллизации последнего перед выделением магнетита.

Широко развиты пятнистые текстуры руд, обусловленные неполным замещением магнетитом скарнов и в различной степени метасоматически измененных сиенитов и кератофиров.

При документации горных выработок (карьеров) и керн разведочных скважин, особенно тех, которые расположены по периферии Шалымского рудного поля (скв. №№ 217, 220 и некоторые другие), автору приходилось наблюдать, с одной стороны, смену неизмененных сиенитов, через диопсид - плагиоклазовые породы, на сплошные пироксеновые или гранат-пироксеновые скарны, с другой — постепенные переходы скарнированных сиенитов и скарнов, не содержащих магнетит, в собственно магнетитовые руды. Последние характеризуются наличием реликтовых участков или минералов исходных пород (сиенита, скарна). Распределение таких участков обычно неравномерное, чем и обусловлено появление типичных для руд метасоматических месторождений атакситовых текстур.

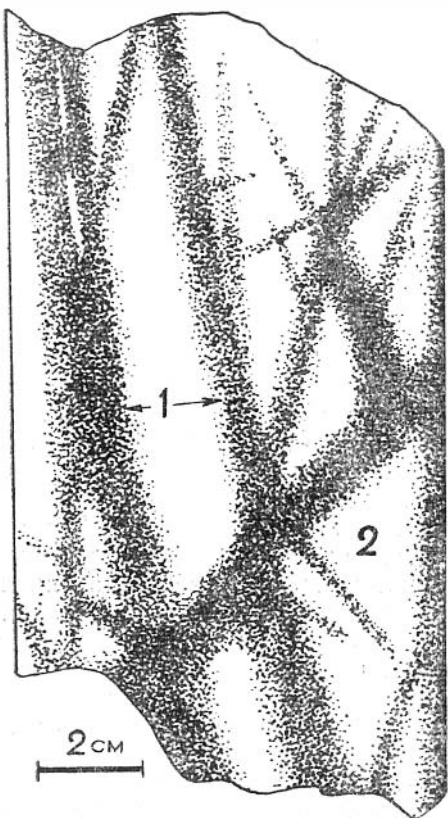


Рис. 45. Штокверковая текстура скарнированного кератофира. Прожилки состоят из бурого граната. Зарисовка штуфа керна. Шалымское месторождение.

Реже наблюдаются мелкопеллетчатые или сетчатые текстуры, связанные с замещением магнетитом скарных пород по сложной сети тонких трещинок. Встречаются также жилки магнетита и скарных минералов, в частности, граната, непосредственно среди сиенитов и кератофиров, которые взаимно-пересекаясь образуют типичную штокверковую текстуру. Один из примеров штокверковой текстуры околорудного скарнированного кератофира (скв. 222, глубина 92,7 м) показан на рис. 45. Развитие граната в кератофире по сети взаимно пересекающихся трещинок указывает на проявление тектонических подвижек не только до выделения магнетита, но и до скарнообразования.

Несколько необычный текстурный рисунок встречен нами среди руд, располагающихся непосредственно в приконтактной зоне с околоскарновыми диопсид-плагноклазовыми породами. Шалыма (карьер № 2, северо-восточная стенка). На общем черном фоне тонкозернистой основной массы магнетита, как это видно из приведенной фотографии (рис. 46), отчетливо видны зеленовато-серые порфириовидные выделения, состоящие, как показало их микроскопическое изучение, из тонкозернистого агрегата актинолита, хлорита и кальцита. Образование магнетитовых руд с такой «порфириовидной» текстурой обусловлено либо избирательным замещением магнетитом граната в пироксено-гранатовых скарнах с последующим преобразованием кристаллов пироксена в агрегат вторичных минералов, либо здесь мы имеем дело с унаследованной структурой сиенит-порфириров, крупные вкрапленники полевых шпатов которых оказались более устойчивыми к замещению магнетитом, чем основная мелкозернистая масса. В пользу последнего предположения указывает преимущественно пластинчатый (а не призматический) облик порфириовидных обособлений вторичных минералов.

Среди сульфидно-магнетитовых руд Шалыма встречаются несколько своеобразные «ритмически» полосчатые текстуры, расшифровка генетической природы которых затруднительна. Они характеризуются, как это видно из рис. 47, чередованием полосок различного минерального состава и строения. Одни полоски состоят преимущественно из одного пирита или магнетита, другие — из магнетита и пирита одновременно. В последнем случае магнетит (или точнее мушкетовит) имеет резко выраженный пластинчатый облик и образует совместно с пиритом сложные пластинчато-веерообразные агрегаты. Мушкетовитизация гематита связана с наложением сульфид-

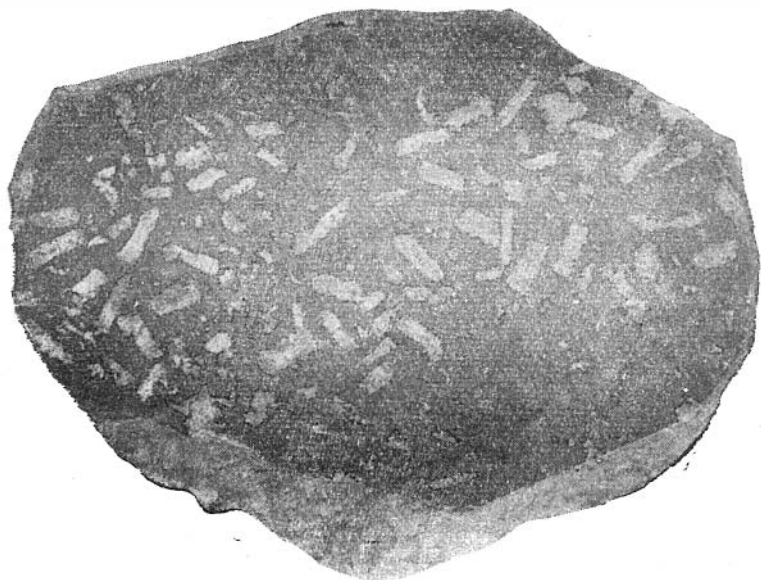


Рис. 46. Порфировидная текстура магнетитовой руды. Светлые пластинчатые выделения состоят из хлорита, актинолита и кальцита. Натуральная величина. Шалымское месторождение.

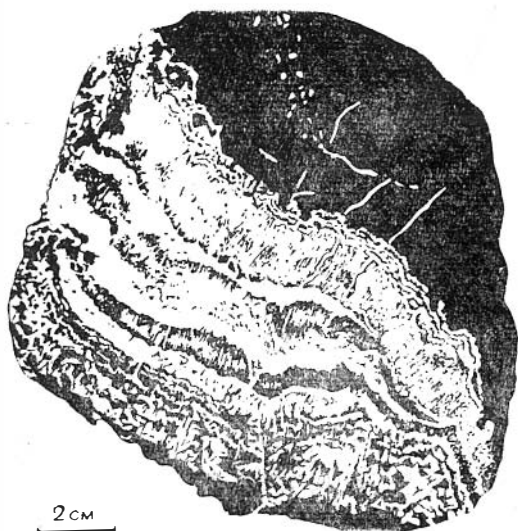


Рис. 47. Ритмически-полосчатая текстура сульфидно-магнетитовой руды. Черное — магнетит, светлое — пирит. Шалымское месторождение.

ной минерализации. При этом пирит, как ясно видно под микроскопом, развивается между кристаллами мушкетовита, частично корродируя их и образуя одновременно тонкие секущие жилки (рис. 48). Более позднее отложение пирита по сравнению с магнетитом наблюдается и макроскопически на полированных поверхностях крупных штуфов. По зернистым агрегатам магнетита пластинчатых выделений пирит не образует. Пространственно они приурочены к линейно вытянутым зонам дорудных тектонических нарушений, наиболее ярко представленным на южной стенке карьера № 2.



Рис. 48. Выделения пластинок мушкетовита (серое) в ассоциации с пиритом (светлое). Черное — нерудный. Зарисовка полированного шлифа.
Увел. 35. Шалымское месторождение.

Рудам и скарным этого месторождения свойственны также друзовые текстуры. Образование друзовых структур связывается с взаимодействием наложенных минерализующих растворов с рудами и породами. Различают два генетических типа друзовых текстур: друзы нарастания и друзы перекристаллизации (Д. П. Григорьев и М. Д. Капитонов, 1953). Для друз первого типа характерно наличие определенной поверхности в полости, на которую нарастают минералы. Кристаллизация происходит в свободном пространстве. Для друз второго типа нет определенной поверхности, от которой начина-

ют свой рост входящие в друзу кристаллы; в таких друзах наблюдается непрерывный переход от вмещающей породы (или руды) к самой друзе через зону постепенного укрупнения индивидов.

Для контактово-метасоматических месторождений района вообще и месторождения Шалым в частности наиболее характерны друзы перекристаллизации. Таковы друзовые полости в магнетитовых рудах и сливных гранатовых скарнах, ограниченные в первом случае кристаллами магнетита, во втором — кристаллами граната. Внутренние полости их обычно частично или полностью выполнены кальцитом, пиритом и другими минералами сульфидного этапа минерализации. Видимо, перекристаллизация не ограничивалась ростом крупных кристаллов магнетита или граната в сторону полостей, так как ее следы наблюдаются в магнетитовой и гранатовой массах прилегающих к полостям.

По данным Д. С. Коржинского (1955), чаще всего рост особо крупных кристаллов при метасоматозе происходит в условиях растворения и выноса компонентов. Исходя из этого, получает логическое объяснение тот факт, что замещение обычно сопровождается укрупнением зерен замещаемого минерала. Одним из примеров такого укрупнения зерен на фронте замещения приведен на рис. 49 (обр. 137, Шалым).

Среди магнетитовой руды наблюдаются реликтовые участки относительно мелкозернистых пироксеновых скарнов, окруженные со всех сторон венцом крупных кристаллов того же самого пироксена. Мелкие зерна пироксена обладают повышенной растворимостью и в определенные моменты метасоматического замещения могут создаться такие условия, что поровый раствор, недосыщенный в отношении более мелких кристаллов, будет пересыщенным в отношении зерен средней величины. Благодаря этому в описываемом случае крупные зерна пироксена разрастаются за счет одновременного растворения наиболее мелких его зерен. Вместе с тем совершенно не исключается образование друзовых текстур иным путем, а именно нарастанием кристаллов на стенках открытых трещин или ранее образовавшихся пустот. Таковы друзы крупных кристаллов пирита на стенках пустот в скарнах и магнетитовых рудах, щетки кальцита в открытых трещинах и т. п.

Текстуры руд Шерегеша отличаются наибольшим разнообразием, что обусловлено несколько иной, по сравнению с другими железорудными месторождениями, геологической и,

несомненно, более сложной историей их формирования. Наряду со сплошными магнетитовыми рудами здесь широко развиты сульфидно-магнетитовые руды, характеризующиеся неправильным расположением сульфидных агрегатов среди основной магнетитовой массы. Сложность текстурных узоров таких руд обусловлена неоднократным наложением процессов гидротермального метасоматизма и отчасти, возможно, перекристаллизацией руд и скарнов в связи с контактовым метаморфизмом их со стороны Сарлыкских гранитов.

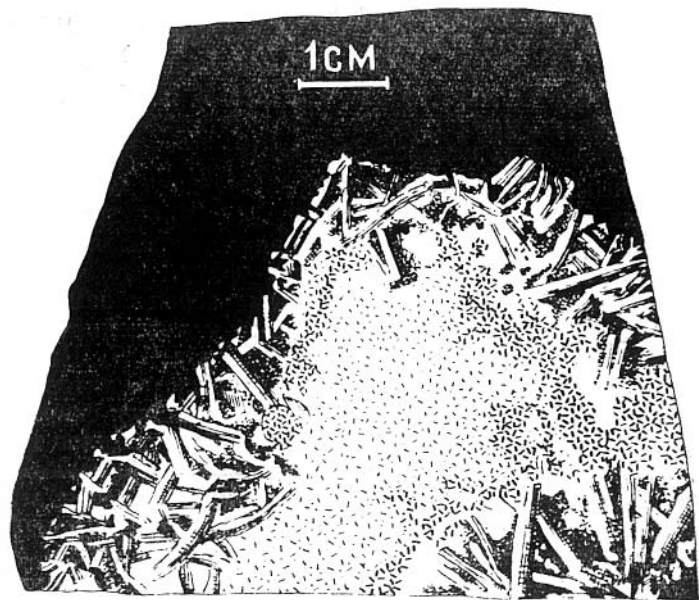


Рис. 49. Укрупненные кристаллы пироксена на фронте замещения пироксенового скарна магнетитом (черное). Зарисовка полированного штуфа. Шалымское месторождение.

Более широко, чем в Шалымском месторождении, здесь развиты вкрапленные или пятнистые текстуры, образовавшиеся за счет неполного замещения не только скарнов или известняков, но и почти совершенно незатронутых скарнированием алюмосиликатных пород. Таковы вкрапленные магнетитовые руды, образовавшиеся непосредственно за счет замещения неизмененных сиенитов и габбро-порфириров, наблюдавшиеся

нами при просмотре керна ряда скважин этого месторождения. Распределение магнетита в сиенитах или габбро-порфиритах обычно неравномерное с образованием кучных скоплений (рис. 50 и 51). Помимо вкрапленности магнетиту свойственны и выделения по тонким, часто микроскопическим трещинкам в породе. Границы прожилков — извилистые, с глубокими заливами и ответвлениями во вмещающую породу. В редких случаях прожилки магнетита в сиените достигают 5—10 см и более (рис. 52). Контакты таких прожилков постепенные, свидетельствующие, что выполнение трещин или ослабленных зон в породе сопровождалось интенсивным замещением стенок трещин. Отдельные детали замещения магнетитом сиенитов отчетливо можно видеть под микроскопом в прозрачных шлифах (рис. 53). Оно обычно начинается вдоль границ между зернами полевого шпата и по трещинкам с образованием выделений причудливых очертаний, отвечающих в ряде случаев типичным петельчатым микротекстурам.

Развитие магнетита (вплоть до образования почти мономинеральных магнетитовых руд) по неизменным сиенитам и габбро-порфиритам иногда совершенно определенно устанавливается на протяжении десятков, а с учетом скарнированных разностей, возможно, и сотен метров по мощности этих пород. Эти факты указывают, что магнетитовые руды Шерешевского. и отчасти Шалымского месторождений образовались не только за счет замещения эффузивно-осадочных карбонатсодержащих пород, и в частности известняков, но и за счет массивных сиенитов и габбро-порфиритов. Значительные масштабы замещения магнетитом алюмосиликатных пород в пределах Шерешевского рудного поля свидетельствует о более высокотемпературных условиях образования скарноворудных тел, возможно, как следствие этого и максимальной химической активности рудоносных растворов.

Полосчатые, рябчиковые и т. п. текстуры, хотя и встречаются, но, пожалуй, еще менее распространены, чем в рудах Шалыма. Рябчиковые текстуры по своему рисунку аналогичны таковым руд Таштагола (рис. 54). Встречены они пока всего лишь на Втором Рудном участке в тесной пространственной связи с крупными останцами мраморизованных известняков. В том случае, когда в таких рудах присутствует пирит или халькопирит, то они неизменно концентрируются в пределах кальцитовых включений, указывая на избирательное замещение последних при наложении сульфидной минерализации. Благодаря этому образуются текстуры, аналогичные

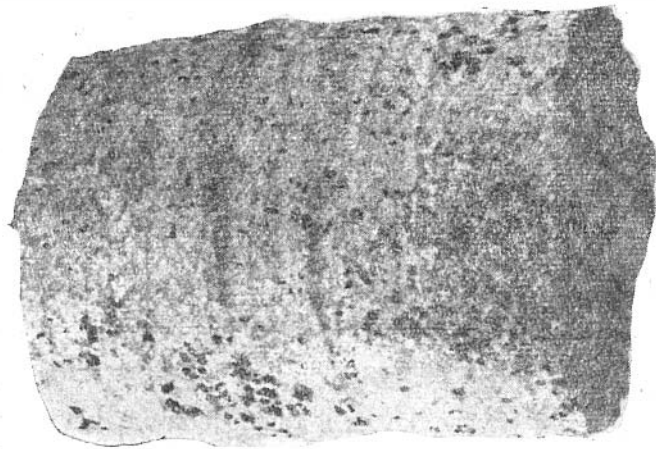


Рис. 50. Вкрапленность магнетита (черное) в силикате. Фото штуфа зерна, уменьшено в $1\frac{1}{2}$ раза. Шерегешевское месторождение.

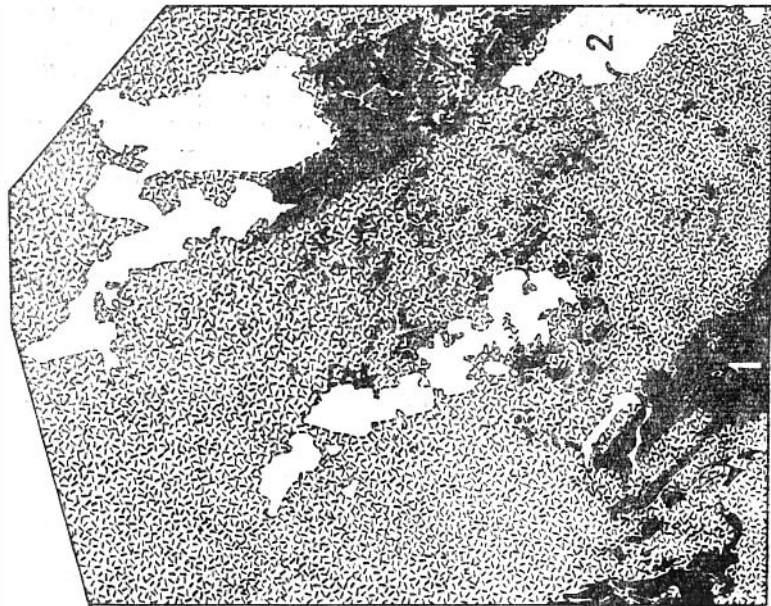


Рис. 51. Выделение магнетита (1) и сульфидов (2) в габбро-порфирите. Зарисовка полированного штуфа керна.

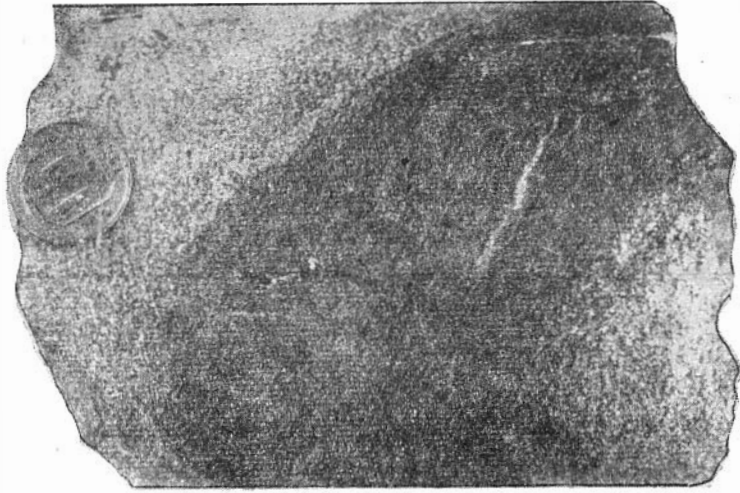


Рис. 52. Прожилки магнетита (черное) в слените, Фото шугфа керна, Шерегешевское месторождение.



Рис. 53. Взаимоотношение магнетита (черное) с полевым шпатом (светлое) в слените. Прозрачный шлиф. Николи 11. Увел. 18.

рябчиковым или бурундучным, но обусловленные не включениями кальцита, а сульфидных минералов (рис. 55).

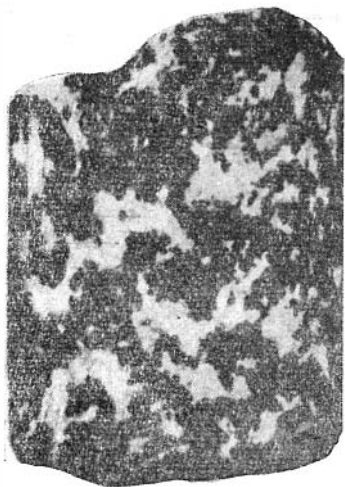


Рис. 54. Рябчиковая текстура магнетитовой руды. Черная основная масса — магнетит, светлое — кальцит. Фото полированного штуфа. Натуральная величина. Шерегешевское месторождение.

Приуроченность сульфидной минерализации к карбонатным участкам характерна и для руд Шалымского месторождения, хотя далеко не всегда удается однозначно расшифровать генетическую природу кальцита, т. е. выявить остаточный он или наложенный.

Из других особенностей руд Шерегеша следует отметить достаточно широкое развитие текстур, генетически связанных с различного рода тектоническими нарушениями. Прежде всего сюда относятся текстуры разлома или пересечений. Эти текстуры в одинаковой мере свойственны как магнетитовым рудам, так и их вмещающим окислительным породам. Наиболее развиты прожилки гранатового, кальцитового, кальцито-сфалеритового

и кальцито-галенито-сфалеритового составов (Болотный участок Шерегеша). Мощность прожилков колеблется от нескольких сантиметров до 20—30 см и более. Иногда прожилки, взаимно пересекаясь в различных направлениях, образуют участки сетчатой или типичной штокверковой текстуры, подобно изображенной на рис. 45.

К максимально раздробленным участкам нередко приурочены друзовые полости, выполненные агрегатами идиоморфных кристаллов пирита, флюорита, сфалерита и некоторых других минералов. Любопытно, что внешние грани мелких кристаллов темного сфалерита, наблюдавшиеся нами на стенках одной из пустот в скарнах, оказались покрытыми сплошной пленкой халькопирита. Широко развиты длинноигольчатые агрегаты амфибола и эпидота, выполняющие часто совместно с кальцитом пустоты и трещины в скарново-рудных образованиях, так же, как и друзы красно-бурого гранита.

Для полиметаллических руд Тургеневского месторождения наиболее характерны неравномернопятнистые, преимущественно мелкопятнистые (вкрапленные) и отчасти полосчатые текстуры. Полосчатые текстуры являются унаследованными. В противоположность большинству железных руд здесь унаследованным узором является не слоистость, а сланцеватость вмещающих пород.

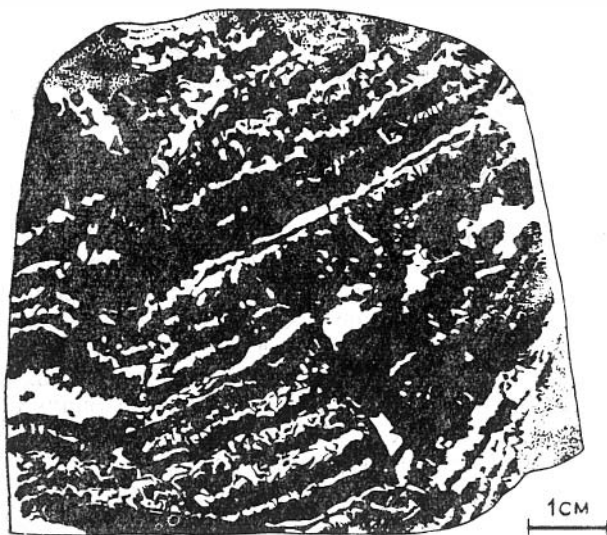


Рис. 55. Сульфидно-магнетитовая руда. Черная основная масса — магнетит, светлая — пирит. Фото полированного штуфа. Натуральная величина. Шерегешевское месторождение.

Пятнистое распределение рудных компонентов связано, с одной стороны, с отсутствием сплошности рудных выделений по плоскостям рассланцовки (в противном случае руда приобретает полосчатую текстуру), с другой — с неоднородностью состава и строения замещаемых пород. В частности, рудные минералы, как это отчетливо наблюдается в прозрачных шлифах под микроскопом, всегда охотнее развиваются по крупным вкрапленникам полевых шпатов или их обломкам, чем по основной тонкозернистой массе порфиroidов и их туфов.

ГЛАВА 7.

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В РУДАХ

Известно, что в рудных месторождениях ведущим рудообразующим элементом обычно сопутствуют различные элементы, находящиеся в малых количествах. Выявление таких элементов-примесей, изучение закономерностей их распределения в рудах и рудовмещающих породах представляет большой интерес при решении ряда теоретических вопросов, как например, при выяснении условий минералообразования, при установлении генетических связей оруденения с теми или иными комплексами изверженных горных пород и т. п.

С другой стороны, наличие тех или иных элементов-примесей или их характерных ассоциаций в кристаллических решетках минералов нередко служит индикатором оруденения на глубине. Многие из таких рассеянных элементов являются полезными примесями. В связи с этим детальное их изучение необходимо для выяснения возможностей их извлечения при комплексной переработке руд, при разработке рациональных схем обогащения и т. п.

Здесь сделана первая попытка выяснения основных форм нахождения и закономерностей распределения ряда элементов-примесей в рудах и отчасти в горных породах Кондомского района в целом.

Для этой цели был широко применен полуколичественный спектральный анализ горных пород, руд и слагающих их минералов. Для количественного определения многих важнейших элементов-примесей руд и горных пород, таких как кадмий, галлий, кобальт, цинк, германий и др., достаточно широко были использованы также и различные методы химического анализа.

Кадмий является обычной примесью в полиметаллических рудах района. Наибольшие концентрации его, как и следовало ожидать, приурочены к сфалеритам, в кристаллической решетке которых, наряду с железом и марганцем, кадмий изоморфно замещает цинк.

Содержание кадмия в сфалерите различных месторождений приведено в табл. 8. Из таблицы видно, что количество кадмия в большинстве проб сфалерита колеблется всего лишь в пределах от 0,03 до 0,1 %. Намечается тенденция, правда, не всегда отчетливо выраженная, к повышению концентраций кадмия в светлых (маложелезистых) сфалеритах по сравнению с более темноокрашенными их разновидностями. Максимальные количества кадмия (0,18 %) установлены в сфалерите из отвалов минерализованных известняков вблизи контакта с гранитами Мустага (проба № 1500). Этот сфалерит харак-

Т а б л и ц а 8

Содержание кадмия в сфалерите¹

№ п. п.	№ пробы	Место взятия	Весов. %	Примечание
1	929	Шерегешевское, скв. 191	0,1	С примесью гринокита
2	929-а	Шерегешевское, скв. 191	0,1	
3	831	Шерегешевское, скв. 191	0,07*)	
4	832	Шерегешевское, скв. 191	0,07*)	
5	896	Шерегешевское, скв. 176	0,03—0,06	
6	905	Шерегешевское, скв. 176	0,057*)	
7	496	Шерегешевское, карьер	0,1—0,03	
8	991	Шерегешевское, скв. 153	0,054*)	
9	1232	Шерегешевское, скв. 228	0,005—0,01	
10	116	Шалымское, карьер № 2	0,1—0,3	
11	116-а	Шалымское, карьер № 2	0,3—1	
12	599	Таштагольское, скв. 109	0,1—0,3	
13	1011	Таштагольское, скв. 117	0,07*)	
14	1351	Тургеневское, скв. 2	0,08*)	
15	1480	Тургеневское, скв. 2	0,06*)	
16	1153	Тургеневское, скв. 1	0,05—0,08	
17	1454	Тургеневское, скв. 20	0,05—0,08	
18	1451	Тургеневское, скв. 16	0,05—0,08	
19	1141	Тургеневское, скв. 2	0,03—0,06	
20	1166	Тургеневское, скв. 2	0,03—0,06	
21	1156	Тургеневское, скв. 1	0,1—0,3	
22	1500	Из отвалов известняков	0,18*)	

¹ Кадмий определен с помощью полярографического анализа (отмечено знаком*) И. Л. Рузниковой, с помощью спектрального анализа — Л. Д. Шипиловым.

теризуется наиболее светлой окраской из всех анализируемых образцов.

Высокое содержание кадмия в сфалерите из Шалымского месторождения, как показало микроскопическое изучение, обусловлено, видимо, наличием в нем механической примеси экзогенного гринокита.

Из других сульфидных минералов кадмий в незначительных количествах обнаружен в галените (табл. 9). Форма нахождения его в галенитах не ясна. Вероятно, часть кадмия связана не с галенитом, а с включениями в нем сфалерита, от которых в ряде случаев при отборе материала полностью освободиться не удалось из-за тесного срастания этих минералов. Кадмий также был установлен в единичных пробах арсенопирита Шалыма (0,005—0,01%) и пирита Таштагола (0,003—0,01%). Возможно, и здесь частично или полностью кадмий связан с механической примесью в пробах кадмийсодержащего сфалерита.

Т а б л и ц а 9

Содержание кадмия в галените

№ п. п.	№ образца	Место взятия	Весов. %
1	831	Шерегешевское, скв. 191	0,003—0,01
2	832	Шерегешевское, скв. 191	0,01
3	83	Шалымское, карьер № 4	0,003
4	92	Шалымское, карьер № 4	0,003—0,006
5	416	Шалымское, карьер № 1	0,01—0,03
6	1062	Шалымское, карьер № 4	0,01—0,03
7	607	Таштагольское, скв. 113	нет
8	1129	Таштагольское, скв. 97	нет
9	1156	Тургеневское, скв. 1	нет
10	1166	Тургеневское, скв. 2	0,01—0,03
11	1168	Тургеневское, скв. 2	0,003—0,005

П р и м е ч а н и е. Кадмий определен спектрографически Л. Д. Шипиловым.

Индий. Это исключительно редкий в природе элемент, из всех проанализированных проб горных пород, руд и отдельных минералов индий спектрографически был установлен в двух случаях:

1. В частично обохренных скоплениях сфалерита, располагающихся совместно с некоторыми другими сульфидными минералами по трещинкам, и в зальбандах кварцевых жил Шалымского месторождения. Охры содержат гринокит.

2. В сфалерите из отвалов известняков в районе контактовой зоны последних с гранитами юго-восточной оконечности Мустагского массива.

В первом случае содержание индия колеблется от следов до линий слабой интенсивности спектра. Совместно с ним, помимо железа, цинка, меди, свинца и ряда других обычных для данных руд элементов, постоянно присутствуют кадмий в повышенных количествах, висмут, мышьяк и серебро. Индий обнаружен всего в пяти пробах.

Сфалерит первичных (неокисленных) руд месторождения индий не содержит. В связи с этим как будто связь индия с гринокидом не вызывает сомнений¹.

Индийсодержащий гринокит известен из колчеданных руд Сибая на Урале, правда, образовавшийся, по мнению С. И. Иванова (1946), в гипогенных условиях. В нашем случае форма нахождения гринокита — охры в пустотах и по трещинкам руд в зоне окисления — определенно указывает на его экзогенное происхождение.

Галлий относится к числу типичных рассеянных элементов. В весьма малых количествах присутствие галлия установлено почти во всех горных породах. При этом подавляющая часть его падает на алюмосиликаты, в которых галлий связан с Al^{3+} и отчасти с Fe^{3+} .

Такая связь объясняется сходством кристаллохимических свойств этих элементов:

	Al^{3+}	Fe^{3+}	Ga^{3+}
Ионный радиус	0,57	0,67	0,63
ЭК	4,95	5,15	5,41
Потенциал ионизации . . .	53,0	56,0	55,5

Спектрографически галлий нами обнаружен почти во всех анализированных образцах как неизмененных изверженных горных пород (граниты, сиениты, диабазы, порфириды и т. п.), так и различного рода метасоматически преобразованных их разновидностях. Он зафиксирован также в метаморфических сланцах, скарнах и в магнетитовых рудах. Из минералов галлий постоянно наблюдается, как и следовало ожидать, исходя из геохимических особенностей его поведения, в полевых шпатах, роговой обманке, слюдах и турмалине.

¹ Мы говорим «как будто», так как чистой мономинеральной гринокитовой фракции для анализа выделить нам не удалось.

Из сульфидных минералов следы галлия обнаружены в одной пробе арсенопирита. В пирите, халькопирите, галените, сфалерите и т. д. галлий спектрографически не обнаружен, хотя в литературе имеется ряд указаний на концентрацию его в сфалеритах. Из рудных минералов присутствие галлия в незначительных количествах установлено как в магнетите из железорудных месторождений района, так и в магнетите изверженных горных пород (сиенитов, гранитов).

В ряде проб минералов и горных пород было проведено количественное определение галлия с помощью химического анализа. Результаты этих определений сведены в табл. 10.

Т а б л и ц а 10

Содержание галлия в минералах и горных породах, весов. %

Минералы и горные породы	Общее число анализов	Содержание	
		максим.	среднее
1. Магнетит железорудных месторождений	27	0,0033	0,0010
2. Магнетит аксессуарный из гранитов	4	0,0050	0,0036
3. Турмалин из гранитного пегматита . .	1	—	0,0113
4. Хлоритовая порода Шалыма	2	0,0040	0,0035
5. Вкрапленная полиметаллическая руда Тургеневского месторождения	1	—	0,0020
6. Граниты	8	0,0028	0,0022
7. Сиениты	6	0,0023	0,0018
8. Габбро-порфиры Шерегеша	1	—	0,0018
9. Диоритовые порфиры Таштагола . .	2	0,0020	0,0017

Германий. Германий относится к типичным рассеянными элементам. В рудах и горных породах района, независимо от их генетического типа, согласно результатам наших исследований, германий ограниченно распространен. Спектрографически германий в ничтожных количествах (преимущественно, десятичные доли процента) установлен в 32 пробах.

Несколько повышенные содержания германия были обнаружены в двух пробах граната из гранитов Сарлык-Мустагского массива. Одна из них была выделена из жилы гранита, секущей скарны и магнетитовые руды Главного участка Шерегешевского месторождения, вторая — из гнездообразных обособлений в гранитах гор Кизимес. Эти гранаты, как будет показано ниже, по условиям образования и химическому составу сильно отличаются от гранатов собственно скарно-железорудных образований.

В гранатах и других силикатных минералах, согласно со-

временным представлениям, германий рассеян в виде изоморфной примеси вследствие близости ионных радиусов четырехвалентного положительного германия (0,44Å) и четырехвалентного положительного кремния (0,39Å). По литературным данным, значительные концентрации германия отмечаются в сульфидах гидротермального происхождения и, в частности, в некоторых разновидностях цинковой обманки (в вюрците). Однако в сульфидных минералах нашего района, в том числе и в сфалеритах, германий не был установлен. Исключением является одна штучная проба полиметаллической руды Тургеневского месторождения, показавшая следы германия.

Помимо многочисленных штучных проб руд и горных пород, исследованию на содержание германия было подвергнуто 45 мономинеральных проб магнетита, выделенного из магнетитовых руд, гранитов, сиенитов и габбро-порфириров. В результате присутствие германия в ничтожных количествах установлено в 4-х из 6 проб акцессорного магнетита из гранитов Сарлык-Мустагского массива, в 1-й из 4-х проб акцессорного магнетита сиенитов и, наконец, только в 2-х из 33 проб магнетита из магнетитовых руд. В магнетите из габбро-порфирита Шерегешевского месторождения германий не обнаружен.

Для контроля 4 пробы магнетита Шерегешевского (№№ 880 и 1269), Шалымского (№ 113) и Кочуринского (№ 1044) месторождений были переданы на определение германия с помощью химического анализа (аналитик И. И. Тынчинская). Из них следы германия установлены в пробе № 1269, в которой присутствие этого элемента было зафиксировано спектрографически (линии очень слабой интенсивности). В остальных трех пробах в соответствии с результатами спектрального анализа германий не обнаружен.

В целом из аналитических данных можно сделать следующие выводы: 1) намечается увеличение степени распространенности германия в минералах гранитных пород по сравнению с минералами сиенитов и генетически связанных с ними послемагматических образований и 2) магнетиты железных руд Кондомской группы отличаются почти полным отсутствием или крайне ничтожными содержаниями германия.

Кобальт. Присутствие кобальта в контактово-метасоматических железорудных месторождениях Горной Шории вообще и Кондомской группы в частности было уже известно до на-

ших работ. По изучению кобальтоносности руд некоторых горношорских месторождений, в том числе руд Шерегеша и Шалыма, были проведены в небольшом объеме (Ф. А. Барышников и некоторые другие) специальные исследования.

Нами выполнено, как уже отмечалось выше, значительное количество полуколичественных спектральных анализов руд и рудовмещающих пород всех без исключения месторождений Кондомской группы, в том числе около 130 проб мономинеральных фракций различных сульфидных минералов. Кроме того, в пробах пирита и отчасти пирротина было сделано количественное определение кобальта с помощью химического анализа.

Содержание кобальта в пиритах отдельных месторождений района приведено в табл. 11—15.

Таблица 11

Содержание кобальта в пирите Шерегешевского месторождения¹

№ п. п.	№ образца	Место взятия	Весов. %	Примечание
1	1184	Уч. Главный, карьер	0,35*	
2	496	Уч. Главный, карьер	0,1—0,3	
3	1247	Уч. Главный, скв. 151	0,20*	
4	868	Уч. Главный, скв. 170	0,45*	
5	1211	Уч. Главный, скв. 208	0,40*	
6	385	Уч. 2-й Рудный, карьер	0,80*	
7	812	Уч. Болотный, скв. 191	0,1—0,3	
8	809	Уч. Болотный, скв. 191	0,001	
9	831	Уч. Болотный, скв. 191	0,05—0,1	
10	991	Уч. Болотный, скв. 153	0,3—1	
11	996	Уч. Болотный, скв. 140	0,98*	
12	1001	Уч. Болотный, скв. 140	0,07—0,3	
13	1002	Уч. Болотный, скв. 140	0,05—0,1	
14	1003	Уч. Болотный, скв. 140	0,11*	
15	1243	Уч. Болотный, скв. 219	0,78*	
16	1232	Уч. Болотный — Н. Шерегеш, скв. 228	0,005—0,01	
17	340	Уч. Восточный, скв. 179	нет	Из протоочки гранита
18	5	Уч. Восточный, скв. 185	нет	То же
19	7	Уч. Главный, скв. 170	0,07—0,1	Из протоочки сиенита

¹ Кобальт определен с помощью химического анализа (отмечено знаком*) Е. А. Волкомировой и В. В. Крушевской, с помощью полуколичественного спектрального анализа — Л. Д. Шпиловым.

Таблица 12¹Содержание кобальта в пирите Шалымского месторождения¹

№ п. п.	№ образца	Место взятия	Весов. %	Примечание
1	98	Карьер № 1	0,04*	В парагенезисе с колломорфным молибденитом. Из зоны брекчирования.
2	100	Карьер № 1	0,005—0,01	
3	1072	Карьер № 1	0,04*	
4	1066	Карьер № 2	0,09*	
5	1067	Карьер № 2	0,003—0,006	
6	1081	Карьер № 2	0,01—0,03	
7	1088	Карьер № 2	0,03*	
8	1090	Карьер № 2	0,04*	
9	1465	Карьер № 2	0,05*	
10	320	Шахта, гор. 910 м	0,075*	
11	60	Шахта, гор. 910	0,005—0,01	
12	333	Шахта, гор. 970	нет	Из прожилка в скарнированном альбитофире Из кальцит-флюоритового прожилка
13	82	Шахта, гор. 970	0,04*	
14	322	Скважина 94	0,001	
15	284	Скважина 213	0,001—0,005	
16	657	Скважина 220	0,05*	
17	671	Скважина 222	0,003—0,008	

¹ Кобальт определен с помощью химического анализа (отмечено знаком*) Е. А. Волкомировой и В. В. Крушевской, с помощью полуколичественного спектрального анализа — Л. Д. Шипиловым.

Таблица 13

Содержание кобальта в пирите района Таштагол¹

№ п. п.	№ образца	Место взятия	Весов. %	Примечание
1	713	М-ние Таштагол, скв. 67	0,03—0,1	Магнетитовая руда Из сиенита Из порфиристонда Из микросиенита
2	156	М-ние Таштагол, скв. 79	0,01—0,03	
3	190	М-ние Таштагол, скв. 83	нет	
4	191	М-ние Таштагол, скв. 83	нет	
5	48	Гора Острая, дайка кварцевого диорита	0,001—0,005	
6	18	Лев. берег р. Кондомы, марганцево-карбонатный горизонт	нет	
7	37	То же самое	нет	

¹ Полуколичественные спектральные анализы выполнены Л. Д. Шипиловым.

Содержание кобальта в пирите Кочуринского месторождения¹

№ п. п.	№ образ- ца	Место взятия	Весов. %	Примечание
1	1020	Участок 1, скв. 54	0,19*	Из окварцован- ного мрамора
2	1029	Участок 1, скв. 57	0,18*	
3	1031	Участок 1, скв. 57	0,05—0,1	
4	1044	Участок 1, скв. 64	0,045*	
5	542	Участок 2—3, скв. 68	0,003—0,01	
6	547	Участок 2—3, скв. 68	0,058*	
7	564	Участок 2—3, скв. 73	0,30*	
8	568	Участок 2—3, скв. 73	0,05—0,1	
9	1034	Участок 2—3, скв. 94	0,05—0,1	
10	1035	Участок 2—3, скв. 94	0,15*	
11	1039	Участок 2—3, скв. 94	0,23*	
12	1042	Участок 2—3, скв. 94	0,1—0,3	
13	1405	Участок 4, скв. 101	0,12*	
14	1406	Участок 4, скв. 101	0,20*	

¹ Кобальт определен с помощью химического анализа (отмечен знаком*) Е. А. Волкомировой и В. В. Крушевской, с помощью полуколичественного спектрального анализа — Л. Д. Шипиловым.

Т а б л и ц а 15

Содержание кобальта в пирите Тургеневского месторождения

№ п. п.	№ образца	Место взятия	Весов. %
1	1155	Скв. 1, гл. 41,9—42,6 м	0,01—0,03
2	1156	Скв. 1, гл. 42,6—44,7 м	следы*
3	1439	Скв. 17, гл. 153—160 м	следы*

П р и м е ч а н и е. Кобальт определен с помощью химического анализа (отмечено знаком*). Е. А. Волкомировой, с помощью полуколичественного спектрального анализа — Л. Д. Шипиловым.

Из анализа фактического материала по кобальтоносности руд и минералов района можно сделать следующие выводы:

1. Из общего числа первичных рудных минералов присутствие кобальта установлено в пирите, сфалерите, пирротине, арсенопирите, магнетите и халькопирите.

Из нерудных минералов кобальт выявлен Н. Г. Суминым

(1950) в шпинели Шерегеша (0,28% CoO), нами — в амфиболах того же месторождения в количествах от 0,005% до 0,08% (в среднем около 0,03% Co из пяти полуколичественных спектральных анализов). Следует заметить, что в роговых обманках и биотите гранитов Сарлык-Мустагского массива кобальт спектрографически не обнаружен. Это находится в соответствии с современными представлениями, что железомagneзиальные силикаты первичных гранитных магм характеризуются крайне незначительным содержанием кобальта. По данным Фогта (1926), А. П. Виноградова (1956) среднее содержание кобальта в гранитах составляет всего лишь $5 \cdot 10^{-4}\%$.

2. Наибольшие количества кобальта в рудах связаны с пиритом.

Группа пирита представляет собою изоструктурную серию, конечными членами которой являются пирит (FeS_2), вазсит (NiS_2) и каттиерит (CoS_2). Очевидно, изоморфной смесимостью каттиерита с пиритом и объясняется присутствие кобальта в последнем.

Значительные концентрации кобальта спектрографически были установлены в арсенопирите Шалыма. Однако арсенопирит крайне ограниченно распространен и не образует сколько-нибудь значительных скоплений. Самостоятельный же кобальтовый минерал — линнеит, отмеченный предыдущими исследователями в рудах Шерегеша, еще более редок и ни в одном случае нами не был обнаружен.

Из других рудных, и в частности сульфидных, минералов в 7 из 15 мономинеральных проб кобальт в количествах от следов до сотых долей процента был установлен в сфалерите. В последнем основная масса кобальта, видимо, обусловлена тонкими механическими включениями, в частности, пирита, хотя часть этого элемента может быть связана и с самим сфалеритом.

В халькопирите, магнетите и некоторых других рудных минералах кобальт отмечается только спорадически и постоянно в крайне незначительных количествах (тысячные доли процента). Так, например, кобальт обнаружен в магнетите — в 4-х пробах из 29 анализированных, в халькопирите — в 1 пробе из 13, пирротине — в 1 из 5 и т. п. В галенитах, висмутине, борните и блёклых рудах спектрографически присутствие кобальта ни в одной пробе не было зафиксировано.

3. Содержание кобальта в пирите даже в одном и том же месторождении изменяется в широких пределах (от следов до

1% и выше). При этом, для Шерегешевского и Шалымского месторождений, как это было подмечено еще предшествующими исследователями, содержание кобальта в пиритах уменьшается от ранних его генераций к более поздним. Так, для Шерегешевского месторождения среднее содержание кобальта в пиритах первой генерации в 2,5 раза больше, чем в пиритах второй генерации, и примерно в 20 раз больше, чем в пиритах третьей генерации. Для Шалымского месторождения среднее содержание кобальта в пиритах первой генерации опять-таки в 2 раза больше, чем в пирите второй генерации.

Наши результаты, в основном, подтверждают это заключение. В Шерегешевском и Шалымском месторождениях наибольшие содержания кобальта наблюдаются в пирите, входящем непосредственно в состав сплошных магнетитовых (сульфидно-магнетитовых) руд, в то время как пириты прожилков и особенно пириты, накладывающиеся вдоль резко выраженных молодых тектонических нарушений, содержат минимальные количества данного элемента. Этим и объясняются наиболее резкие колебания в содержании кобальта в пирите Болотного участка (табл. 11), где, наряду с пиритом ранних генераций, достаточно широко развит пирит, накладывающийся вдоль молодых трещинных зон.

Точно так же в Шалымском месторождении пириты наиболее молодых генераций, как, например, из зон брекчирования, в ассоциации с колломорфным молибденитом, из кальцит-флюоритовых прожилков и т. п., почти постоянно отличаются крайне незначительным содержанием кобальта.

Неравномерное содержание кобальта свойственно для пирита Таштагольского и особенно Кочуринского месторождений. В пирите последнего содержание кобальта, по данным химических анализов (табл. 14), изменяется от 0,045% до 0,3%.

При этом пириты, которые по совокупности геологических данных принадлежат к одной и той же генерации в зависимости от их пространственного положения в пределах рудного поля, обычно также характеризуются неодинаковым содержанием кобальта. В частности, пириты из периферических частей месторождений (рудных тел) и особенно из вмещающих их пород, как правило, меньше содержат кобальта по сравнению с пиритами центральных участков (см. обр. 156, 190, 191 в табл. 11, обр. 547 в табл. 14 и др.). Здесь, видимо, вступает в силу принцип дифференциальной подвижности вещества при процессах метасоматоза, установленный Д. С. Коржинским

(1936, 1942). Справедливость этого принципа в отношении кобальта и других элементов-примесей в контактово-метасоматических рудах была убедительно показана Л. Н. Овчинниковым (1948) на примере изучения Турьинских скарновых месторождений меди.

4. Для всех рудных минералов Тургеневского полиметаллического месторождения характерно наиболее низкое содержание или спектрографически полное отсутствие в них кобальта. В частности, в пиритах, по данным спектральных анализов 3-х проб, кобальт присутствует в количестве от следов до 0,01—0,03%. Две пробы из них были переданы на химический анализ, который показал в обоих случаях всего лишь следы этого элемента (не более 0,001—0,002%).

Никель. Следы никеля спектрографически и с помощью химического анализа были обнаружены в большом количестве проб руд и горных пород. Из рудных минералов никель зафиксирован в пирротине, пирите, халькопирите, арсенопирите и магнетите, в которых он, видимо, присутствует только в качестве изоморфной примеси. Об этом свидетельствуют ничтожные содержания этого элемента (тысячные доли процента) во всех пробах, в которых он обнаружен, и отсутствие в рудах самостоятельных никелевых минералов.

Из нерудных минералов никель, обычно совместно с кобальтом, в ничтожных количествах спектрографически обнаружен в амфиболах и гранатах из скарново-железорудных образований Шерегеша и Шалыма. Никель и кобальт в этих минералах, вероятней всего, замещают закисное железо и магний благодаря близости их ионных радиусов.

В амфиболах, турмалинах и гранатах из гранитов Сарлык-Мустагского плутона никель, подобно кобальту, ни в одном случае не был обнаружен.

Других, более четко выраженных закономерностей в распределении никеля в целом по району, не подмечено, потому что содержания этого элемента в рудах и отдельных минералах крайне малы.

Титан. Основные формы нахождения титана в скарноворудных образованиях, равным образом и в горных породах района: 1) изоморфная примесь в силикатах (пироксенах, амфиболах, гранатах и т. п.); 2) изоморфная примесь в магнетите и 3) самостоятельные минералы (титанит, рутил и некоторые другие).

По данным химических анализов, содержание TiO_2 составляет в роговых обманках Шерегеша — 0,37% (среднее из

двух анализов), в гранате Шерегеша — 0,80 %, в гранате Шалыма — 0,90 %, и, наконец, в гранате из гранитов Мустагского массива — 0,27 %. Количество TiO_2 в магнетите изменяется от следов до 0,76 %, при среднем его содержании 0,22 % (из 17 определений).

Полные химические анализы магнетита приведены в табл. 3. Закономерности в распределении в магнетите элементов-примесей вообще и титана в частности будут детально рассмотрены в главе 10. Кроме того, о миграции и частичном перераспределении титана в пределах скарново-рудных зон под воздействием послемагматических процессов отмечалось уже выше при характеристике титанита.

Ванадий. Следы этого элемента отмечены в скарновых породах и магнетитовых рудах. Будучи по своим физико-химическим свойствам сходным с титаном и железом ($R_i\text{V}^{3+} = 0,65\text{\AA}$, $R_i\text{Ti}^{4+} = 0,64\text{\AA}$ и $R_i\text{Fe}^{3+} = 0,67\text{\AA}$), он входит в состав магнетита и железистых пироксенов и амфиболов.

Хром. Спектрографически обнаружен в ряде образцов руд и рудовмещающих пород железорудных месторождений. Из отдельных минералов изредка встречается в магнетите и пироксене, где он ($R_i\text{Cr}^{3+} = 0,64\text{\AA}$), наряду с V^{5+} (0,65\text{\AA}), замещает Ti^{4+} (0,64\text{\AA}) и Fe^{3+} (0,67\text{\AA}).

Однако содержание хрома во всех случаях крайне незначительно (от следов до линий очень слабой интенсивности). Благодаря этому определение хрома с помощью химического анализа, проведенное в пяти пробах магнетита, не дало положительных результатов, хотя в работе Н. А. Батова (1935) и имеется один химический анализ магнетита Шерегеша с содержанием Cr_2O_3 в количестве 0,2 %.

Висмут обнаружен в 42 пробах. Помимо редко встречающегося висмутитина, висмут в качестве элемента-примеси почти постоянно наблюдается в галенитах. Так, из 12 проанализированных проб галенита этот элемент не был обнаружен всего лишь в одной. Содержание висмута в галенитах колеблется от сотых до десятых долей процента, достигая в некоторых случаях 1 % и более (например, в пробах 83 и 831). В значительно меньших количествах и далеко не во всех случаях присутствие висмута было также установлено в таких сульфидных минералах, как пирит, молибденит, халькопирит и сфалерит.

В скарново-железорудных месторождениях намечается пространственная приуроченность висмута к зонам молодых

тектонических нарушений (в пределах Болотного участка на Шерегеше, в жилах хризотил-асбеста и кварца в Шалыме). К этим зонам приурочены выделения самостоятельного висмутового минерала — висмутина.

Теллур. Исключительно мало распространенный элемент. Спектрографически присутствие этого элемента в количествах до 0,1%, и более нами было установлено в трех пробах галенита из Шерегеша и Шалыма, в висмутине Шерегеша и, наконец, в рудном концентрате, выделенном из кварцевой жилы Шалыма и в основном состоящем из галенита, висмутина и сфалерита. Таким образом, во всех случаях отчетливо намечается очень тесный парагенезис теллура с висмутом и свинцом.

В Шерегешевском месторождении минераграфически установлен алтаит. Вероятно весь или большая часть теллура в рудах Шерегеша и Шалыма связана именно с мельчайшими выделениями этого минерала.

Молибден относительно широко распространен в виде примеси среди минералов и горных пород района. Спектрографически он обнаружен в 52 пробах, включающих различных представителей осадочных, метаморфических и изверженных горных пород. Молибден зафиксирован также в пределах рудных полей Шерегешевского и особенно Шалымского месторождений.

Из отдельных минералов, в которых установлен молибден, можно отметить галенит (2 пробы), титанит (2 пробы), циркон (1 проба) и биотит (2 пробы). За исключением галенита все эти минералы были выделены из сарлыкских гранитов и их жильных производных.

В Шерегешевском и Шалымском месторождениях этот элемент нередко встречается и в форме самостоятельного минерала — молибденита. При этом в обоих месторождениях значительно чаще наблюдается отложение молибденита не в собственно богатых железом скарново-рудных образованиях, а во вмещающих сиенитах, осветленных кератофирах, жильных гранитах и т. п.

Эта тенденция к пространственной обособленности молибденитовой минерализации может быть объяснена понижением концентрации серы в местах интенсивного замещения скарнов или магнетитовых руд пиритом, пирротинном и т. п. В результате этого молибденит откладывается лишь в горных породах относительно бедных железом, где концентрация серы остается

достаточно высокой, чтобы вызвать пересыщение раствора молибденом.

Возможность пространственной разобщенности молибденитовой и халькопиритовой минерализации в зависимости от содержания железа во вмещающих породах была показана Д. С. Коржинским еще в 1948 году на примере Турьинских рудников.

Если в отношении рассеянного молибдена не всегда удается однозначно решить вопрос об источнике его происхождения, то генетическая связь собственно молибденитовой минерализации с гранитами Сарлык-Мустагского плутона выявляется достаточно определенно. Наиболее убедительно об этом свидетельствуют следующие факты:

1. Присутствие в гранитах Сарлыкского массива молибденита в качестве акцессорного минерала.

2. Наличие в Шерегешевском месторождении кварц-пирито-флюорито-молибденитовой минерализации, наложенной на граниты и их жильные производные.

3. Присутствие в скарнах и рудах Шалымского месторождения прожилково-гнездообразных выделений колломорфного молибденита, характеризующихся в ряде случаев исключительно хорошей сохранностью сферической формы и концентрически-зонального строения своих агрегатов.

Геохимическая приуроченность молибдена к гранитам, особенно богатым кремнием, общеизвестна, и на этом останавливаться нет необходимости.

Вольфрам. Химических определений на вольфрам не проводилось. Чувствительность же спектрального анализа к открытию этого элемента очень мала (0,05—0,1%). Поэтому распространенность вольфрама в рудах и горных породах района охарактеризовать не представляется возможным.

Наличие вольфрама спектрографически было установлено в двух случаях — в молибдените из кварц-флюоритового прожилка среди жильного гранита Шерегеша (обр. 814-а) и в апатите из протоочки гранита Мустагского плутона.

Олово. Этот элемент обнаружен в 45 пробах. Однако самостоятельных минералов олова при минералогических анализах руд выявлено не было.

Из сульфидных минералов присутствие этого элемента зафиксировано в пирите (в 6 пробах), халькопирите (в 2 пробах), галените (в 1 пробе) и блёклой руде (в 1 пробе). Содержание олова, по данным спектрального анализа, во всех отмеченных выше сульфидах крайне незначительно (тысячные

доли процента). Контрольное определение этого элемента в халькопирите Кочуринского месторождения показало содержание олова 0,001% и подтвердило тем самым результаты спектрального анализа.

Магнетиты руд и некоторых типов горных пород (особенно гранитов) также в ряде случаев содержат примесь олова.

Из силикатных минералов олово обнаружено в отдельных разностях гранатов, светлых слюдах, турмалине, эпидоте и некоторых других. Остальные оловосодержащие пробы принадлежат к скарновым породам Шерегеша и Шалыма.

При анализе фактического материала выявляется преимущественная приуроченность олова к горным породам и минералам, которые в той или иной степени генетически связаны с гранитной интрузией. Так, например, гранаты из гранитов содержат примесь олова, в то время как в гранатах из собственно железорудных месторождений этот элемент ни в одном случае не был обнаружен. Турмалины, светлые слюды и некоторые другие более редкие минералы гранитов и особенно их грейзенизированных разностей почти постоянно содержат примесь олова. И, наконец, максимальные содержания олова (1% и более) отмечены в акцессорном титаните, выделенном из гранита Шерегешевского месторождения.

Бериллий. Следы этого элемента спектрографически установлены в ряде образцов руд и особенно скарновых пород. Линии бериллия очень слабой и слабой интенсивности отмечаются также в пробах гранитов и в некоторых акцессорных минералах, выделенных из них (циркон, рутил и др.). Более высоких концентраций так же, как и самостоятельных минералов бериллия, не было обнаружено.

Серебро и золото. Серебро в малых количествах является обычной примесью многих сульфидных минералов. По данным спектральных анализов, несколько повышенные содержания этого элемента наблюдаются в галените и антимоните; в незначительных количествах серебро почти постоянно отмечается в халькопирите, реже в пирите, висмутине и сфалерите. Максимальные количества этого элемента (около 1%) спектрографически были выявлены в рудном шлихе, выделенном из кварцевой жилы и преимущественно состоящем из сфалерита, арсенопирита, галенита и висмутина (обр. 116).

Следы золота в магнетитовых рудах района отмечались еще Н. А. Батовым (1935). Нами специальных анализов на этот элемент не проводилось.

Прочие элементы. В рудах района также встречаются

мышьяк и сурьма. Они находятся либо в форме самостоятельных минералов, например, арсенопирита, либо в виде примесей в других сульфидных минералах (пирите, висмутине, блёклых рудах и др.). Кроме того, сурьма образует и самостоятельное антимонитовое рудопоявление. В выявленных к настоящему времени железных и полиметаллических рудах района эти элементы незначительно распространены и практического интереса не представляют.

Из остальных элементов-примесей в собственно железорудных месторождениях заслуживает большого внимания **цинк**. Главная масса цинка находится здесь в виде сфалерита, изоморфных примесей в силикатах и магнетитах. Геохимические особенности распространения цинка в магнетите Кондомской группы детально освещены ниже в связи с рассмотрением вопросов о минералого-геохимической зональности оруденения.

О ГЕНЕТИЧЕСКИХ СВЯЗЯХ ОРУДЕНЕНИЯ С ИНТРУЗИЯМИ

Как видно из изложенного выше, в Кондомском районе, наряду с контактово-метасоматическими месторождениями железных руд, в настоящее время известен также и ряд точек полиметаллической и редкометальной минерализации. В одних случаях полиметаллическая (и редкометальная) минерализация накладывается непосредственно на скарны и магнетитовые руды. Примером может служить цинковое оруденение в пределах Шерегешевского месторождения. В других — образует пространственно совершенно самостоятельные рудопроявления и месторождения (Тургеневское). Однако, в отношении генетической связи полиметаллической и редкометальной минерализации как с интрузиями района, так и со скарново-магнетитовым оруденением до сих пор остается много неясного и спорного. Это и понятно, так как работ, специально посвященных решению этого вопроса, не проводилось.

Территориальная близость железорудных месторождений Кондомской группы вообще и месторождения Шерегеша особенно к гранитам Сарлык-Мустагского плутона послужила в свое время Н. А. Батову (1935) основанием для высказываний о генетической связи этих месторождений с гранитной интрузией. Эта точка зрения в свое время получила достаточно широкое распространение и кое-где удерживается еще до сих пор (Додин, 1956).

Вместе с тем, еще в работах А. А. Васильева (1934) отмечалось, что граниты имеют послерудный возраст и рассекают жилами как альбититы (т. е. альбитизированные разности сне-

нитов — В. В.), так и вполне сформировавшиеся рудные тела. Однако и граниты и альбититы А. А. Васильев, подобно Н. А. Батову, рассматривал как производные одного магматического очага.

В последние годы, в связи с большим объемом разведочных работ, выполненных в пределах Шерегешевского месторождения трестом «Черметразведка», получено много новых геологических фактов, которые полностью подтверждают представление о более молодом возрасте гранитов по сравнению не только с сиенитами, но с рудами и скарнами этого месторождения. Эти факты освещены в работах В. В. Богацкого, А. Г. Володина (1952), В. Г. Кореля (1953), В. А. Вахрушева (1956₂) и некоторых других. Таким образом, представления о генетической связи железных руд с гранитами оказались несостоятельными и подавляющее большинство исследователей считает сиениты родоначальной интрузией для железоруднения.

Подтверждением этому является исключительная пространственная приуроченность всех контактово-метасоматических месторождений магнетитовых руд к сиенитовым массивам района. При этом вопросы генетических связей полиметаллической и редкометальной минерализации с интрузиями, как правило, не рассматривались вовсе или чаще всего эта минерализация бездоказательно относилась к последним этапам скарново-рудного процесса, генетически связанным с сиенитами. Такому пониманию, по нашему мнению, в какой-то мере способствовало укоренившееся среди геологов представление о безрудности Сарлык-Мустагского массива, хотя и имеются единичные высказывания о возможности генетической связи полиметаллической и редкометальной минерализации района именно с гранитами этого массива (А. Г. Володин, 1952).

Однако эти идеи, высказанные, по утверждению самого автора, всего лишь на косвенных предпосылках и некоторых малочисленных фактических данных, естественно, нуждаются в развитии и особенно в обосновании конкретными геологическими фактами.

В процессе минералого-геохимических исследований мы пришли к убеждению о проявлении в районе не одной, а двух основных эпох рудогенезиса: более ранней — железорудной, генетически связанной с интрузией сиенитов, и более молодой — полиметаллической, генетически связанной с интрузией Сарлык-Мустагских гранитов. Это представление основывается на большом количестве фактов, касающихся, главным образом, структурно-геологических и минералого-геохимических

особенностей полиметаллического и редкометального оруденения района. Обобщению и анализу этих данных по отдельным месторождениям и в целом по району и посвящен настоящий раздел.

Полиметаллическое оруденение и редкометальная минерализация Шерегешевского железорудного месторождения. Для полиметаллического оруденения и редкометальной минерализации месторождения характерны следующие особенности:

1. Полиметаллическое существенно сфалеритовое оруденение обладает определенной структурной самостоятельностью, концентрируясь, главным образом, вдоль наложенных на скарны и магнетитовые руды наиболее молодых тектонических зон (Болотный участок). Последние при этом нередко выходят за пределы собственно железорудных тел во вмещающие породы.

2. Галенитовая минерализация в виде вкрапленности в тонких прожилках кварц-кальцит-альбитового состава встречена также и среди габбро-порфиритов, развитых уже относительно далеко за пределами собственно рудного поля (на расстоянии 2,5 км от Главного участка месторождения). Характерно, что породы, вмещающие галенитовую минерализацию, почти не затронуты не только скарнированием, но и более низкотемпературными гидротермальными процессами.

3. Сульфидная минерализация (молибденит, пирит и сфалерит) в виде макроскопически видимой вкрапленности и мелких гнездообразных обособлений изредка наблюдается не только в скарново-железорудных образованиях, но и среди гранитов и их жильных производных. Предыдущими исследователями отмечается молибденит в кварцевых жилах, располагающихся в гранитах горы Мустаг.

4. Молибденит, пирит и в единичных случаях сфалерит были обнаружены в тяжелых фракциях искусственных протолок сарлыкских гранитов.

Последние два факта наиболее убедительно свидетельствуют о проявлении молодой сульфидной минерализации, генетически совершенно не связанной со скарново-магнетитовым процессом. Во избежание недоразумения следует подчеркнуть, что, говоря о проявлении молодой сульфидной минерализации в районе, мы вовсе не отрицаем наличия в рудах Шерегеша, так же как и в рудах других железорудных месторождений Кондомской группы, сульфидной минерализации, генетически связанной с сиенитовой интрузией.

Может быть уместно отметить наличие среди скарново-рудных образований Шерегеша цеолитов и гипса. Учитывая проявление со стороны гранитов контактового метаморфизма скарнов, магнетитовых руд и их вмещающих пород, отложение этих минералов могло иметь место только после внедрения гранитной интрузии. Отсюда не случайна и их пространственная приуроченность к зонам дробления и выщелачивания с наложенной редкометальной и полиметаллической минерализацией. Образование цеолитов и гипса происходило в заключительные, наиболее низкотемпературные этапы гидротермальной деятельности, генетически связанной не с сиенитовой, а с гранитной интрузией.

Недавно В. Г. Корель (1956) высказал предположение об образовании скоплений сфалерита в Шерегешевском месторождении в результате «отдифференцирования» первоначально равномерно рассеянного в магнетитовых рудах сфалерита в процессе их метаморфизма.

Однако приведенные выше данные и, прежде всего, проявления вне всякой пространственной связи со скарново-магнетитовыми телами полиметаллической, в том числе и сфалеритовой минерализации, как в районе собственно Шерегеша, так и за его пределами, указывают на несостоятельность этого предположения.

Среднее содержание цинка в рудах в целом по Шерегешевскому месторождению составляет 0,36%, в том числе по Главному участку — 0,25%. Среднее содержание цинка в рудах Шалыма — 0,06%, Таштагола — 0,05%, Кочуры — 0,08%. Эти данные указывают, что общая «зараженность» цинком как в целом по Шерегешевскому месторождению, так и по участкам, не содержащим значительных скоплений сфалерита (например, Главный), более значительна, чем в рудах всех других железорудных месторождений Кондомской группы, которые контактового метаморфизма со стороны гранитов не испытывали.

Полиметаллическая и редкометальная минерализация Шалымского железорудного месторождения. Геологические условия нахождения этой минерализации в пределах рудного поля месторождения следующие:

1. Максимальные концентрации полиметаллической минерализации приурочены к маломощным кварцевым или карбонатно-кварцевым жилам, сформировавшимся вдоль трещин разлома, резко секущих и местами смещающих рудные, в том числе и сульфидные (преимущественно пиритовые), тела этого

месторождения. Такие зоны разлома имеют крутое падение и по простиранию прослеживаются в сотни метров.

2. Наблюдается наложение галенита в виде прожилков в ассоциации с кварцем, эпидотом и кальцитом на дайки кварцевого порфирита мощностью от 0,3 до 1—1,5 м. Они секут вмещающие породы (сиениты, кератофиры) и скарново-рудные тела (рис. 56). По наблюдениям главного геолога рудника

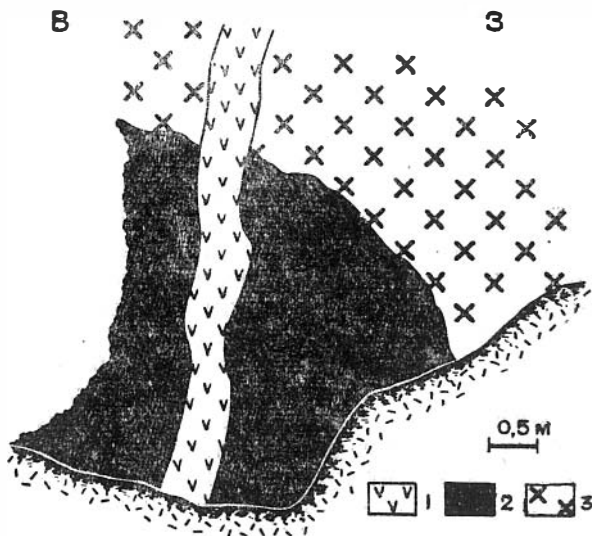


Рис. 56. Взаимоотношение между скарново-рудными образованиями и кварцевым порфиритом в Шалымском месторождении. Зарисовка южной стенки карьера № 1:

1 — кварцевый порфирит; 2 — сульфидно-магнетитовая руда; 3 — скарнированный сиенит-порфир.

В. Я. Борисенко, дайки кварцевого порфирита являются секущими по отношению и к диабазовым дайкам. Последние, как известно, сами по себе являются секущими по отношению к скарново-рудным образованиям. Следует отметить, что по степени гидротермального изменения дайки кварцевого порфирита заметно отличны от диабазовых даек, первичные минералы которых нередко нацело замещены хлоридом, эпидотом, кварцем, актинолитом и т. п.

В целом дайки кварцевого порфирита являются наиболее молодыми из всех жильных проявлений Шалымского месторождения.

Формирование их происходило уже после завершения основных стадий гидротермальной деятельности (актинолитизации, хлоритизации и т. п.), генетически связанной со **скарново-магнетитовым** процессом. В связи с этим можно определенно говорить о значительном разрыве во времени отложения основной массы сульфидов железа и отчасти меди (пирит, пирротин, халькопирит) и галенитовой минерализации, наложенной на дайки кварцевых порфиров¹.

3. Наблюдается наложение сульфидной минерализации (галенит, висмутин, халькопирит, халькозин и др.) на жилы хризотил-асбеста. Последние развиваются по трещинам скалывания, которые резко секут и местами смещают **скарново-рудные** тела.

Генетическая связь хризотил-асбеста с интрузиями нам не вполне ясна. Он может принадлежать к наиболее поздним и одновременно низкотемпературным образованиям, генетически связанным (общностью магматического очага) со **скарнами** и **сульфидно-магнетитовыми** рудами месторождения. Не исключена возможность формирования жил хризотил-асбеста в **скарнах** под влиянием кислых гидротермальных растворов, генетически связанных не с сиенитами, а с более молодой гранитной интрузией. Однако независимо от происхождения жил хризотил-асбеста и в этом случае, по нашему мнению, **имеются** все основания говорить о значительном разрыве во времени отложения между сульфидами, непосредственно входящими в состав сульфидно-магнетитовых руд и той сульфидной (полиметаллической) минерализацией, которая накладывается на жилы хризотил-асбеста.

4. Молибденитовая минерализация в пределах Шалымского месторождения наблюдается, с одной стороны, в составе **маломощных** кварц-кальцит-флюоритовых прожилков и **примазок** по трещинкам отдельности вмещающих сиенитов и альбитизированных кератофилов, с другой — в виде **колломорфных** агрегатов, выполняющих полости, располагающиеся непосредственно среди **скарново-рудных** тел. В последнем случае заслуживает внимание поразительно хорошая сохранность сферической формы молибденитовых выделений, что, наряду с реликтами колломорфного строения жильного кварца, служит косвенным указанием на относительную молодость этой **минерализации**.

¹ Этот тип жильных образований, впервые выявленный нами в пределах Кондомского железорудного района еще в 1953 г., первоначально был неточно описан под названием «кварцевых порфиров».

Тургеневское полиметаллическое месторождение. Галени-то-сфалеритовое оруденение этого месторождения пространственно совершенно обособлено от всех контактово-метасоматических железорудных месторождений района.

Геологическая позиция Тургеневского месторождения — относительная удаленность от сиенитовых массивов, приуроченность к резко выраженной тектонической зоне, отсутствие прямой связи с карбонатными горизонтами и вещественный состав руд и околорудных пород (как, например, полное отсутствие магнетита, скарновых минералов и т. п.) — логически наводит на мысль об ином, по сравнению со скарново-железорудными месторождениями, генетическом типе этого оруденения и иной материнской интрузии. Такой материнской интрузией как для полиметаллической и редкометальной минерализации Шерегеша и Шальгма, так и для Тургеневского месторождения естественнее всего предположить граниты Сарлык-Мустагского плутона, занимающие по площади большую часть описываемого района.

Еще более обособлена от сиенитов полиметаллическая минерализация в районе станции Испир. Она интересна в том отношении, что, располагаясь в непосредственной близости от гранитного массива, сама по себе не обнаруживает каких-либо признаков контактового метаморфизма. Это обстоятельство также указывает на аналогичие полиметаллической минерализации после внедрения гранитной интрузии.

В Таштагольском и Кочуринском месторождениях здесь не останавливаемся, так как в их пределах полиметаллическая и редкометальная минерализация отсутствует или проявлена очень слабо.

Намечается также определенная приуроченность ряда редких и рассеянных элементов к гранитам и жильным производным, генетически с ними связанным.

Выше уже отмечалось о постоянном присутствии рассеянного олова в гранатах, турмалинах, магнетитах и титанитах из гранитных пород Сарлык-Мустагского плутона, в то время как в тех же самых минералах, выделенных из скарново-рудных образований района, олово, как правило, отсутствует. Правда, имеются и некоторые исключения. Так, ничтожные примеси олова спектрографически были установлены в единичных пробах скарнов сульфидно-магнетитовых руд и рудовмещающих пород железорудных месторождений района. Однако большинство таких проб приходится на те участки рудных полей, в которых максимально проявлены молодые тек-

тонические нарушения с наложением вдоль последних полиметаллической минерализации. Уместно отметить, что в шлихах из аллювия рек, размывающих Сарлык-Мустагские граниты, сравнительно давно обнаружен касситерит.

Помимо самостоятельных молибденовых минералов (молибденит), генетическая связь которых с гранитами обычно не вызывает сомнений, присутствие молибдена в качестве элемента-примеси было установлено в галените, титаните, цирконе и биотите. Последние три минерала выделены непосредственно из гранитов или их жильных производных. Точно так же присутствие вольфрама было установлено только в минералах, генетически связанных непосредственно с гранитами. Таким образом, генетическая связь и этих элементов с гранитной интрузией как будто бы намечается достаточно отчетливо.

Заслуживает внимания увеличение степени распространенности в гранитных породах (или минералах, их составляющих), по сравнению с сиенитами и скарново-рудными образованиями, с ними связанными, таких рассеянных элементов, как галлий, германий и некоторые другие.

В отношении галлия имеются данные, указывающие на повышенные его концентрации в более молодых изверженных горных породах, в частности, и в породах кислого ряда (Ранкама, 1946, Г. Г. Воробьев, 1957). В нашем случае среднее содержание галлия в гранитах Сарлык-Мустагского плутона также несколько выше, чем в более древних по возрасту сиенитах, габбро-порфиритах Шерегеша и диоритовых порфиритах Таштагола (табл. 10).

Для кобальта, никеля, титана и ванадия отчетливо выявляется их генетическая связь с сиенитовой интрузией. Так, например, пирит и отчасти пиротин скарново-железородных месторождений отличаются значительным содержанием в них кобальта. В пирите же Тургеневского полиметаллического месторождения кобальт отсутствует или находится в крайне ничтожных количествах.

Как уже выше отмечалось, крайне ничтожным содержанием кобальта (того же порядка, что и в пиритах Тургеневского месторождения) характеризуются и отдельные разности пиритов железородных месторождений (Шерегеша, Шалыма).

Этот пирит обычно наложен вдоль молодых тектонических нарушений и находится в тесном парагенезисе с редкометалльной и полиметаллической минерализацией. Содержание кобальта в нем в среднем в 50 раз меньше, чем в пиритах ран-

него этапа минерализации. Все это, естественно, наводит на мысль о генетической связи этой пиритовой минерализации и в пределах Шерегешевского и Шалымского месторождений уже не с сиенитовой, а с гранитной интрузией.

Характерно также присутствие кобальта и никеля в шпинели, гранатах и амфиболах из скарно-железородных месторождений. В то время, как в минералах гранитного массива, в том числе и в амфиболах, гранатах и турмалинах, эти элементы не были обнаружены.

Генетическое родство титана и ванадия с сиенитами, как производными основной магмы, для Шерегешевского и Шалымского месторождений отмечалось уже ранее П. И. Лебедевым (1934) и Н. Г. Суминым (1953).

Таким образом, в целом для района отчетливо намечаются две главные эпохи рудогенезиса: более ранняя — железорудная, генетически связанная с интрузией сиенитов, и более молодая — полиметаллическая и редкометалльная, генетически связанная с интрузией гранитов гор. Мустаг и Сарлык.

Относительно возраста сиенитов и гранитов у геологов существуют различные точки зрения. Сиениты подавляющим большинством исследователей района принимаются как кембрийские, хотя некоторые поднимают их возраст до девона и даже пермокарбона. Точно такая же картина наблюдается и в отношении возраста гранитов, которые одними авторами считаются герцинскими, другими — каледонскими.

Недавно Г. Л. Поспелов (1958) высказал несколько отличную от других исследователей точку зрения, согласно которой как эффузивные толщи района, так и граниты и сиениты представляют фазы одного магматического комплекса длительного развития (салаиро-каледонского). В ходе этого развития максимум железоруднения проявлен после сиенитовой интрузии, но до гранитов. Однако общее завершение единого послемагматического цикла было послегранитовым, причем максимум сульфидного руднения приходится на период после образования гранитов и пегматитов.

При решении этого вопроса, по нашему мнению, необходимо учитывать следующие обстоятельства:

1. Относительно более молодой возраст гранитов по сравнению с сиенитами, что убедительно доказывается следующими фактами:

а) контактовым метаморфизмом со стороны сарлыкских гранитов как сиенитов и их вмещающих эффузивно-осадочных



Рис. 57. Штуф ядра массивного гранита с включением ксенолита магнетитовой руды. В магнетите наблюдается инъекция гранитного материала (светлый прожилок в центре фотографии).

пород, так и скарново-рудных образований Шерегешевского месторождения;

б) наличием в приконтактной зоне гранитного массива ксенолитов магнетитовых руд и скарновых пород (рис. 57) и

в) достаточно широким развитием жильных гранитов, секущих скарны, магнетитовые и сульфидно-магнетитовые руды этого месторождения, что само по себе уже указывает на длительный разрыв во времени формирования сиенитов и гранитов. Один из примеров пересечения жильным гранитом магнетитовых руд Шерегеша показан на рис. 58.

2. Становление Сарлык-Мустагского гранитного массива, судя по значительным размерам площади выхода на дневную поверхность (300 кв. км) и фациальному облику горных пород, сла-

гающих его, происходило в более глубинных условиях, нежели сиенитов. Последние, как известно, представлены

по существу мелкими штокообразными телами, сформировавшимися в близповерхностных условиях с последующим погружением и в некоторых участках высокотемпературным контактовым метаморфизмом их при внедрении гранитной интрузии. Скорее всего мы имеем дело с разновозрастными и не связанными общностью магматического очага интрузиями. Сиенитовая интрузия, если следовать схеме Ю. А. Билибина (1955), отвечает ранним этапам развития каледонской геосинклинали Алтае-Саянской области, в то время как гранитная,

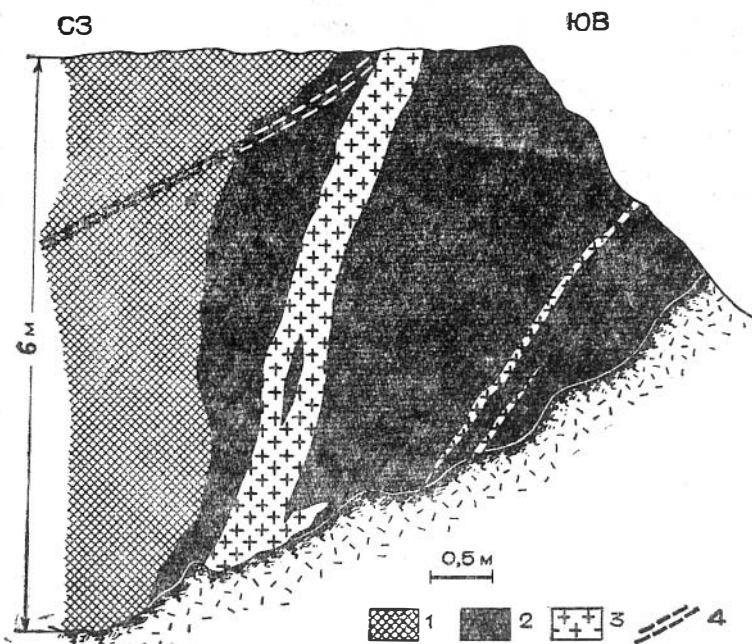


Рис. 58. Взаимоотношение жильного гранита с магнетитовыми рудами. Зарисовка стенки карьера Главного участка. Месторождение Шерегеш.
1 — скарн; 2 — сульфидно-магнетитовая руда; 3 — гранит и 4 — зона нарушения.

по Г. В. Пинусу (1958), может быть параллелизована с интрузиями среднего (батолитового) этапа развития герцинской геосинклинали, наиболее полно проявившимися в соседнем Горном Алтае.

В целом наши выводы по существу находятся в соответствии со взглядами П. И. Лебедева (1934), Н. Г. Сумина

(1952), Ю. А. Кузнецова (1955) и некоторых других, рассматривавших продуктивные, в отношении железоруднения, сиениты Горной Шории вообще и Кондомского района, в частности, в качестве производных основной магмы.

В отношении возраста интрузивных комплексов горных пород района в свете изложенных выше данных, видимо, наиболее правдоподобным является мнение тех исследователей, которые считают сиениты каледонскими (кембрийскими), а граниты — герцинскими. Соответственно нами выделяются и две основные эпохи рудогенезиса: каледонская и герцинская.

Выделение двух эпох рудогенезиса повышает перспективность в отношении металлоносности района вообще и гранитного массива в частности.

В связи с этим нами выдвигаются в качестве первоочередных задач, с одной стороны, проведение петрографического и минералого-геохимического изучения в целом Сарлык-Мустагского массива, сложенного достаточно разнообразным комплексом горных пород, и с другой — развитие здесь геолого-поисковых работ, особенно в пределах экзоконтактной зоны этого массива.

ГЛАВА 9

ОСНОВНЫЕ МОМЕНТЫ ИСТОРИИ ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Послемагматическое минералообразование, генетически связанное с интрузией сиенитов

О натровом метасоматозе в железорудных месторождениях. Из наиболее ранних послемагматических процессов в пределах железорудных месторождений Кондомской группы главенствующая роль, несомненно, принадлежит процессам альбитизации. В результате альбитизации за счет первичных, особенно калиевополевошпатовых пород, нередко возникают метасоматические образования почти мономинерального альбитового состава, которые первоначально некоторыми исследователями рассматривались как первичные разности щелочной магмы. Последующими исследованиями (Д. С. Коржинский, 1935, Н. Г. Сумин, 1953 и др.) было показано, что альбититы являются не первичными магматическими породами, а вторичными метасоматическими образованиями.

Вместе с тем Г. Л. Поспелов (1958) высказал мысль, что наряду с послемагматической альбитизацией в районе железорудных месторождений имела место также альбитизация магматической стадии, которая наиболее отчетливо выражена в ореольных, по классификации Г. Л. Поспелова, зонах сиенитовых интрузивов, в частности, в виде гнездово-блочных обособлений. Последние Г. Л. Поспелов рассматривает как результат начальных окраинных проявлений процесса сиенитизации или, другими словами, при формировании сиенитовых тел происходит «смена в пространстве в направлении от цент-

ра сиенитизации к его краям калиевого метасоматоза натриевым». Таким образом, по Г. Л. Поспелову, эти процессы альбитизации синхронны с формированием собственно сиенитовых тел.

Мы не ставим себе целью анализировать приведенное выше заключение Г. Л. Поспелова о проявлении альбитизации магматической стадии, а кратко остановимся лишь на результатах личных наблюдений по этому вопросу.

Давно уже подмечено, что в районе железорудных месторождений Кондомской группы сиениты подвергаются альбитизации. Факт преобразования сиенитов послемагматическими растворами и послужил для предыдущих авторов (Д. С. Коржинского, Н. Г. Сумина, В. Г. Кореля и др.) основным доводом для отнесения альбититов не к первичным (магматическим), а к метасоматическим образованиям.

Совершенно естественно, что наряду с интенсивным натриевым метасоматозом сиенитов альбитизации подвергаются и вмещающие их эффузивно-осадочные породы. Однако в последних при микроскопическом изучении нам не удалось выявить признаков, которые бы определенно указывали на проявление в них первичной магматической альбитизации.

Ни в одном случае не было отмечено и развитие за счет альбита калиевого полевого шпата как основного породообразующего минерала сиенитовых пород с образованием структур, свойственных последним. Постоянно наблюдается обратный процесс, а именно: замещение альбитом (преимущественно шахматным) калиевого полевого шпата. Таким образом, вряд ли имеются сколько-нибудь серьезные основания сомневаться во вторичной метасоматической природе не только альбитизированных разностей сиенитов, но и альбитизированных разностей их вмещающих эффузивно-осадочных пород.

Вторичным, как правило, по нашему мнению, является и альбит, образующий так называемые гнездово-блочные обособления среди вмещающих горных пород Таштагольского месторождения.

Дополнительно к сказанному выше о вторичном происхождении альбита в гнездово-блочных обособлениях свидетельствуют следующие данные.

Во-первых, наблюдается преимущественная приуроченность альбитовых обособлений к туфокластическим породам, обломки или полевошпатовые вкрапленники которых в ряде случаев оказались более подверженными замещению альбитом, по сравнению с основной тонкозернистой массой. Это по-

ложение отчетливо подтверждается при изучении керна ряда скважин, как, например, №№ 138, 109, 85, и др., где широко распространены упомянутые выше гнездово-блочные обособления. Широкое же развитие эффузивных, в том числе и туфо-обломочных пород в пределах Таштагольского рудного поля отмечается всеми исследователями, в той или иной мере занимавшимися петрографическим изучением района.

Во-вторых, количество и размеры альбититовых метасоматитов обычно находятся в прямой зависимости от состава и структуры тех пирокластических пород, которые подверглись натровому метасоматозу. В том же случае, когда первичные породы имели однородное сложение, процессы альбитизации в них протекали без образования гнездово-блочных обособлений независимо от того, находятся ли они в непосредственном контакте с сиенитовыми телами или на некотором удалении от них. Например, в пределах Шалымского рудного поля широко развиты массивные кератофиры, которые и подверглись интенсивной альбитизации. Однако гнездово-блочных обособлений альбита, аналогичных таковым Таштагола, здесь почти не встречается.

В-третьих, обособления вторичного альбита среди осадочно-эффузивных пород с аналогичными микроструктурными особенностями кое-где отмечаются и вне пространственной связи с сиенитовыми телами, в частности, во вмещающих породах Тургеневского месторождения (например, обр. 1449, скв. 4, глубина 132,6—139 м) в районе устья р. Телетенгол и т. п.

Таким образом, имеющийся в нашем распоряжении фактический материал подтверждает выводы тех исследователей, которые в пределах Кондомской группы железорудных месторождений рассматривают образование альбитизированных разностей сиенитов и их вмещающих эффузивно-осадочных пород как результат послемагматического проявления натрового метасоматоза.

Главная фаза натрового метасоматоза, несомненно, предшествовала скарново-рудному процессу. Магнитовое оруждение даже самых ранних стадий накладывается на уже альбитизированные разности сиенитов и их вмещающих пород. Об этом свидетельствует развитие магнетита по тонким трещинкам и с периферии зерен калиевого полевого шпата, которые предварительно были уже частично или полностью замещены шахматным альбитом. Реликтовые участки последнего встречаются и внутри зерен магнетита. Наблюдаются кристаллики магнетита с включениями шахматного альбита,

выросшие на стенках мелких пустоток в сиенитах. Центральные части пустоток выполнены кварцем и хлоритом.

Вместе с тем достаточно широко распространен и альбит в виде прожилков, секущих шахматный альбит, скарновые минералы и магнетитовые агрегаты. Обычно он ассоциирует с такими гидротермальными минералами, как кварц, карбонаты (кальцит, доломит), а в ряде случаев и с полиметаллической минерализацией. Более позднее происхождение этого альбита по сравнению со скарнами и магнетитовыми рудами не вызывает никаких сомнений.

Альбитизация окрашенных полевошпатовых пород, как, например, кератофиров, туфов, туффитов и т. п. сопровождается их осветлением, что, прежде всего, связано с перераспределением или частичным выносом железа из пород, подвергшихся альбитизации. На возможность локальной перегруппировки вещества при послемагматических процессах указывалось уже ранее Г. Л. Пospelовым. Нами был передан на химический анализ ряд образцов вмещающих пород, которые в той или иной степени подверглись натровому метасоматозу (табл. 16).

Таблица 16

Химический состав измененных вмещающих горных пород

Оксиды	Альбитизированные кератофировые шатамы			Туфосланцы Таштагола		Фиолетовые туфосланцы Таштагола	
	обр. 74	обр. 66	обр. 614	обр. 972	обр. 973	обр. 1012	обр. 151
SiO ₂	61,05	61,08	67,60	50,68	54,68	44,42	46,44
TiO ₂	0,35	0,35	0,18	0,83	0,37	0,83	0,83
Al ₂ O ₃	17,36	15,36	17,13	19,54	20,64	15,12	17,45
Fe ₂ O ₃	1,43	1,39	0,85	8,18	2,67	9,36	8,00
FeO	2,48	1,80	0,14	0,18	0,11	0,11	0,07
MnO	0,16	0,20	0,04	0,16	0,11	0,23	0,25
MgO	1,39	1,51	0,62	2,28	2,14	3,51	2,93
CaO	1,86	2,42	1,47	4,50	2,90	7,60	8,70
Na ₂ O	4,08	6,95	9,16	4,71	5,96	1,73	3,07
K ₂ O	5,98	3,18	0,40	3,19	3,69	4,38	1,82
P ₂ O ₅	0,19	0,45	0,45	0,59	0,39	0,54	0,67
SO ₃	0,85	1,11	0,09	0,02	0,02	0,03	0,02
п. п. п.	2,47	3,82	1,62	1,90	5,50	12,04	9,12
сумма	99,65	99,62	99,75	99,46	99,18	99,90	99,37

Примечание. Химические анализы выполнены в аналитической лаборатории Химико-металлургического института Сибирского отделения АН СССР аналитиками З. И. Астапович и М. А. Куперштейн.

В первых трех колонках таблицы приведены анализы метасоматически преобразованных кератофиров Шалыма (от менее измененных разностей к более измененным). Образцы 74 и 66 взяты примерно в 250—300 м от скарново-рудной зоны Шалыма. Они представляют собою альбитизированные и слегка серицитизированные кератофиры, состоящие из калиевого полевого шпата (пертита) в виде вкрапленников с резко извилистыми очертаниями и вторичного альбита. Из второстепенных минералов присутствуют кварц, пирит и гематит. Последний наблюдается в виде пластинчатых выделений, нередко образующих кучные скопления. Обр. 614 отобран непосредственно из скарново-рудной зоны (скв. 215, глубина 108 м) и наиболее интенсивно подвержен натровому метасоматозу. Он почти нацело сложен мелкопластинчатыми агрегатами вторичного альбита, благодаря чему макроскопически выглядит почти совершенно белым.

При рассмотрении результатов химических анализов этих образцов отчетливо выявляется закономерное уменьшение в содержании окислов железа в кератофирах с увеличением в них Na_2O или то же самое с повышением интенсивности альбитизации.

Осветление вмещающих пород под воздействием послемагматических процессов особенно наглядно выражено в одной из горных выработок Таштагола (рудничный двор шахты Слепой), вскрывшей непосредственно контактовую зону сиенитов с темно-серыми сланцами. Эти сланцы, судя по сохранившейся кое-где реликтовой структуре, видимо, образовались за счет мелкообломочных кристаллокластических туфов или туффигов, и предыдущими авторами (Г. Л. Пospelов и др.) именуются туфосланцами. Вследствие темной окраски последних, альбитизированные участки в них выделяются очень резко (рис. 59). Под микроскопом неизменные разности сланцев имеют порфировидную структуру. Вкрапленники представлены обломками и кристаллами альбита.

Основная масса состоит из мелкозернистого полевошпатового материала, хлорита, карбоната и рудного непрозрачного минерала, принадлежащего большей частью к гематиту.

Для осветленных участков этой породы характерно почти полное исчезновение гематита, что свидетельствует о растворении и выносе железа под воздействием послемагматических процессов. Это подтверждается данными химического анализа (обр. 972 и 973).

И, наконец, в последних двух колонках таблицы приведе-

ны химические анализы гематитоносных рассланцованных туфов (туфосланцев), обладающих характерной фиолетовой окраской. Оба образца являются типичными представителями этих пород, широко развитых в лежащем боку Таштагольского месторождения. Образец 1012 представляет собою рассланцованный туф фиолетовой окраски, слабо затронутый альбитизацией (скв. 145, глубина 122 м); обр. 151 — частично осветленный рассланцованный туф с неравномерно пятнистым ха-

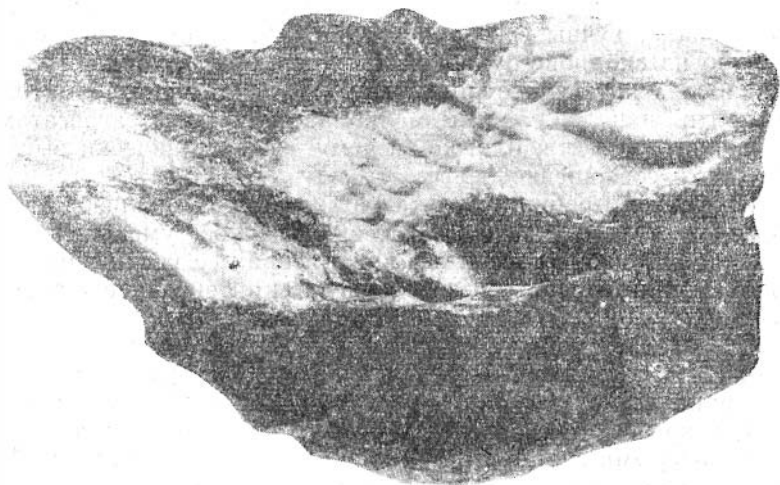


Рис. 59. Пятнистая альбитизация (светлое) рассланцованного порфироида (темная основная масса). Naturalная величина. Таштагольское месторождение.

актером окраски (скв. 79, глубина 131 м). В первом случае преобладает K_2O над Na_2O , во втором — наоборот, Na_2O становится несколько больше, чем K_2O . Эти два анализа интересны и в другом отношении. Они дают представление о содержании железа в гематитоносных фиолетовых сланцах Таштагола, химические анализы которых нами приводятся впервые. Содержание железа в них оказалось относительно невысоким.

Таким образом, при процессах альбитизации подвижными являются не только щелочи, но и железо, а также и некоторые другие, более инертные компоненты и, в частности, титан и циркон. Вопрос о перераспределении последних в гор-

ных породах под влиянием послемагматических процессов нами был уже рассмотрен в главе 5.

Ряд соображений о поведении Na и K при натровом метасоматозе в железорудных месторождениях Кондомской группы был высказан предыдущими авторами (Н. Г. Сумин, Г. Л. Поспелов, В. Г. Корель).

История рудоотложения. Железорудные месторождения Кондомской группы принадлежат к типичным контактово-метасоматическим образованиям. Последние по преобладанию тех или иных минеральных парагенезов в околорудных метасоматитах обычно подразделяются на несколько подтипов, а именно: скаполитовый, скарновый и водносиликатный (Г. А. Соколов, 1957).

Для Кондомской группы железорудных месторождений характерны последние два подтипа минеральных парагенезов — скарновый и водносиликатный. Скаполит же хотя и встречается в отдельных месторождениях района (Шерегеш и Шалым), однако сколько-нибудь значительных скоплений ни в одном случае не образует.

Собственно скарновая ассоциация минералов, т. е. ассоциация безводных высокотемпературных силикатов, широко представлен в Шерегешевском, Шалымском и Таштагольском месторождениях.

В Кочуринском месторождении скаполит, пироксен и гранат практически отсутствуют и минералообразование началось со среднетемпературных минеральных ассоциаций (эпидот, хлорит и др.).

Следует отметить, что в ранний период исследований скарново-железорудные месторождения Горной Шории были описаны как контактово-метасоматические месторождения, развивающиеся за счет силикатных толщ вне связи с известняками (М. А. Усов, 1933, В. А. Обручев, 1935).

В последующем при горно-эксплуатационных и разведочных работах почти во всех горношорских месторождениях, в том числе и в месторождениях Кондомской группы, были найдены известняки, с которыми во многих местах тесно ассоциируют скарново-рудные месторождения (Г. Л. Поспелов, 1954, С. С. Лалин, 1954). В настоящее время можно считать твердо установленным, что во многих случаях скарны и руды образуются путем замещения карбонатсодержащих пород. Наряду с последними в пределах Шалымского и Шерегешевского месторождений, как это убедительно видно из приведенно-

го выше фактического материала, метасоматическому замещению скарновыми минералами и магнетитом подвергаются непосредственно и алюмосиликатные породы, в том числе и породы активной сиенитовой интрузии.

Скарны имеют как контактово-инфильтрационный, так и биметасоматически-диффузионный характер. Для обоих типов метасоматоза свойственна зональность строения, которая, однако, большей частью замаскирована наложением разрастающихся зон интенсивного метасоматоза, наложением метасоматических зон, начинающихся от системы различных ориентированных трещин, и, наконец, из-за разложения скарновых минералов под воздействием более поздних гидротермальных растворов.

Теория метасоматических явлений при скарнообразовании изложена в трудах ряда советских исследователей, особенно акад. Д. С. Коржинского, и этого вопроса здесь касаться не будем.

Отложение основной массы магнетита произошло после того, как образовались скарны. Гранаты и пироксены при этом подверглись замещению магнетитом с образованием нередко почти мономинеральных магнетитовых руд. В том случае, когда магнетитовое оруденение выходит за пределы скарновых зон с непосредственным замещением известняков или алюмосиликатных пород, оно не сопровождается скарновыми минералами.

Образование магнетита в собственно скарново-железорудных месторождениях протекало при высокотемпературных условиях, так как скарновые минералы сами по себе оставались устойчивыми, подвергаясь лишь в ряде случаев перекристаллизации с формированием крупных кристаллов пироксена и граната. Один из примеров перекристаллизации кристаллов остаточного пироксена в магнетитовых рудах Шалыма уже был показан выше (рис. 49).

Отложение сульфидов обусловлено изменением общей физико-химической обстановки рудообразования (понижение температуры, резкое повышение концентрации ионов серы в растворах и т. п.), когда вместо магнетита устойчивыми минералами железа становятся пирит или пирротин.

Структурные и текстурные особенности сульфидов железа большей частью таковы, что они отвечают образованию одних минералов на месте других метасоматическим путем.

Наблюдения показывают, что максимальные концентрации

пирита с образованием в некоторых случаях мономинеральных участков последнего приурочены к магнетитовым рудам и скарнам. За пределами же скарново-рудных зон обычно наблюдается рассеянная вкрапленность колчедана. Пиритизация вмещающих горных пород обычно сопровождается их осветлением вследствие исчезновения таких железистых минералов, как например, магнетит, эпидот и т. п.

Среди сплошных магнетитовых руд Шалыма, как уже отмечалось выше, нередко наблюдаются друзовидные агрегаты лучистой роговой обманки, находящиеся обычно в тесном контакте с пиритом. Эти агрегаты интересны в том отношении, что лучистая роговая обманка почти совершенно не содержит железа. Надо полагать, что при совместном отложении этих минералов из растворов железа, заимствованное из окружающей магнетитовой массы, в силу большого химического сродства с серой, обособлялось в форме пирита при одновременном образовании безжелезистой лучистой роговой обманки (тремолита).

Приведенные факты находятся в соответствии с выводами Д. С. Коржинского (1948, 1955) и А. Г. Бетехтина (1955) о том, что при процессах пиритизации руд и горных пород в растворах всегда привносятся ионы серы, а железо, необходимое для образования пирита, использовано местное. Вместе с тем имеются и исключения из этого правила, т. е. встречаются случаи формирования пирита в породах, практически лишенных железа. Примером этого служит пиритизация мраморизованных известняков в пределах Кочуринского месторождения (например, скв. 58) с образованием гнездообразных и прожилковидных участков сплошного тонкозернистого пирита мощностью до 5—10 см (рис. 60). Здесь мы должны допустить привнос в растворах извне не только ионов серы, но и железа, либо значительную миграцию местного железа (в пределах десятков или, может быть, сотен метров). Видимо, не случайно, что такие явления наблюдаются в Кочуринском месторождении, где сульфидное (пиритовое) оруденение проявлено наиболее интенсивно из всех месторождений Кондомской группы.

Из числа сульфидных минералов по времени отложения наиболее поздним является халькопирит. Образование халькопирита происходило в условиях дальнейшего понижения температуры минералообразования и резкого изменения подвижности железа. При высоких температурах медь не осаждается в силу высокой своей растворимости. При снижении

температуры растворы осаждают медь, производя замещение халькопиритом пирита, пирротина, магнетита, силикатов и других минералов.



Рис. 60. Замещение мраморизованного известняка (светлое) пиритом. Уменьшено в 1 1/2 раза. Кочуринское месторождение.

Послемагматическое минералообразование, генетически связанное с интрузией гранитов

Явления раннего высокотемпературного метасоматоза. Послемагматические явления, генетически связанные с гранитной интрузией, изучались нами попутно, и здесь они будут рассмотрены всего лишь на отдельных примерах.

Ранние послемагматические процессы несколько детальнее были изучены на ограниченном по площади участке, располагающемся в юго-западной оконечности Мустагского массива (горы Кизимес) в пределах его приконтактной части с вмещающими породами.

Граниты, развитые на этом участке, по внешнему виду, как правило, характеризуются равномернoзернистым, мелкозернистым сложением и светлой или слегка розовой окраской.

Структура гранитов гипидиоморфнозернистая. Основными породообразующими минералами являются калиевый полевой шпат, представленный преимущественно решетчатым

микроклином или микроклин-пертитом, кислый плагиоклаз и кварц. Местами значительно развиты биотит, гранат, отчасти мусковит, турмалин и хлорит. Из других второстепенных и акцессорных минералов присутствуют эпидот, амфибол, циркон, апатит, титанит, рутил, магнетит, пирит и некоторые другие.

Под микроскопом в прозрачных шлифах на границе зерен плагиоклаза с калиевым полевым шпатом наблюдается мirmekитизация, представляющая, по Д. С. Коржинскому (1955), нормальный этап после магматического процесса, связанного с гранитами.

Распределение биотита в гранитах неравномерное — от ничтожных количеств до 7—8% и более. Максимальные содержания его наблюдаются в тех участках гранита, которые, видимо, были в какой-то мере подвергнуты механическим деформациям. О проявлении последних свидетельствует интенсивная трещиноватость зерен полевых шпатов и кварца и явления частичной их грануляции.

Неравномерное распределение биотита, развитие его по трещинкам в зернах полевых шпатов и кварца указывают на возможность образования в гранитах части этого минерала под влиянием ранних послемагматических процессов (магнезиальный метасоматоз).

Следует отметить, что такие обычные для гранитных пород акцессорные минералы, как магнетит и титанит, встречаются в крайне незначительных количествах и не во всех шлифах. При этом зерна магнетита часто находятся в окружении биотита (обычно хлоритизированного) и эпидота и характеризуются сильной разъеденностью своих граней.

Процессы последующих стадий метасоматоза, протекающие также при высокотемпературных условиях, приводят к образованию в гранитах таких минералов, как гранат, турмалин и мусковит. Из них несколько необычно широкое развитие граната, богатого железом и марганцем. Детальная характеристика этого граната приведена в 5-й главе. Там же была показана метасоматическая природа этого минерала.

Следует отметить, что разности гранита, непосредственно содержащие в своем составе выделения железо-марганцевого граната, как правило, имеют лейкократовый облик, по сравнению с гранитами тех участков, в которых гранат отсутствует или встречается реже.

В лаборатории Химико-металлургического института Сибирского отделения АН СССР аналитиком А. Е. Корот-

ких был выполнен химический анализ одной пробы гранита (обр. 965), представляющей собою типичную разность вмещающей породы, в которой заключены гнездообразные обособления граната. Результаты химического анализа приведены в табл. 17.

Таблица 17

Химический состав гранита

Оксиды	Весов. %	Молек. кол-во	Оксиды	Весов. %	Молек. кол-во
SiO ₂	76,64	1,275	MgO	0,10	0,003
TiO ₂	0,07	0,001	Na ₂ O	3,09	0,050
Al ₂ O ₃	12,71	0,125	K ₂ O	4,91	0,052
Fe ₂ O ₃	0,35	0,002	P ₂ O ₅	0,07	—
FeO	0,50	0,007	SO ₃	нет	—
MnO	нет	—	п.п.п.	0,38	—
CaO	0,65	0,015			
			Сумма	99,47	

Примечание. Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому: $a = 13,3$; $c = 1,0$; $b = 3,0$; $s = 83,7$; $a' = 53,3$.

Особенностью этих разностей гранитов в отношении их химического состава является повышенное содержание кремнезема и наличие избытка глинозема по отношению к сумме щелочей и окиси кальция, отражаемое в характеристике А. Н. Заварицкого величиной a' . «Большей частью подобные соотношения окислов отражают влияние постмагматических процессов» (В. Соболев, 1949). Характерно также незначительное содержание в гранитах железа, титана и полное отсутствие марганца, что, как показало микроскопическое изучение гранитов, связано с разложением магнетита, титанита и некоторых других Fe, Mn, Ti, содержащих минералов под воздействием ранних постмагматических растворов. При этом железо, титан и марганец видимо, частично или полностью могли пойти и на образование граната.

Мусковит образуется за счет замещения плагиоклаза и биотита с образованием либо тонкочешуйчатых агрегатов, либо самостоятельных пластинок. Обычны розетковидные сростки последних, располагающиеся на гранях зерен плагиоклаза, кварца, граната и т. п. и по сети трещинок в плагиоклазе, реже в кварце и гранате. Взаимоотношения мусковита с гранатом указывают на его более позднее образование. Турма-

лиц образует относительно редкие единичные зерна или медкие гнезда размером до 0,5—1 см в поперечнике. Кое-где наблюдается цепочковидное расположение последних среди вмещающих гранитов.

Турмалин, несомненно, относится к вторичным послемагматическим образованиям, в чем легко можно убедиться и при микроскопическом изучении турмалинсодержащих гранитов.

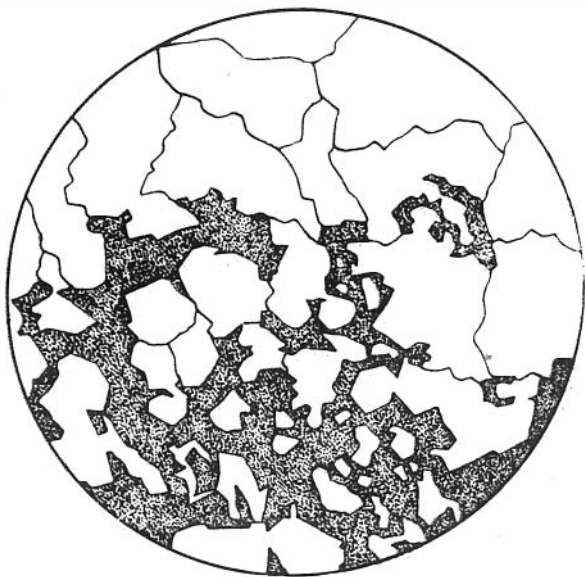


Рис. 61. Взаимоотношение кварца с турмалином в грейенизированном граните. Прозрачный шлиф. Николи параллельны. Увел. 18.

Под микроскопом для турмалина обычно характерны крайне неправильные очертания зерен. Это обусловлено тем, что разрастающиеся кристаллы, замещая только полевошпатовую часть гранита, приобретают не свойственные для турмалина кристаллографические формы. При развитии турмалина с периферии и по системе трещинок в зернах полевых шпатов и отчасти кварца нередко образуются чрезвычайно сложные срастания этих минералов, напоминающие собою типичные пчельчатые микротекстуры (рис. 61).

В пределах описываемого участка известны жилы аплит-пегматита, содержащие обильные выделения столбчатых аг-

регатов черного турмалина и включения чешуек мусковита и лепидолита. При этом турмалин, мусковит и лепидолит имеют также метасоматическое происхождение.

Наличие вторичных (метасоматических) выделений мусковита, турмалина и ряда других минералов указывает на проявление процессов грейзенизаций гранитов.

В последнее время многими исследователями магматический источник бора при грейзенизации пород подвергается сомнению на том основании, что в осадочных породах содержание этого элемента несравненно выше, чем в изверженных. Исходя из этого, допускается, что при формировании грейзенов турмалинового типа в породах кровли бор поступает из глинистых сланцев, глинистых песчаников и т. п., а при турмалинизации пород интрузива бор выносится из магмы, усвоившей его из вмещающих осадочных пород во время внедрения интрузии (Н. И. Наковник, 1954).

Не исключена возможность, что в описываемом случае при отложении железо-марганцевых гранатов в гранитах железо и марганец привносились высокотемпературными послемагматическими растворами, которые были предварительно обогащены этими элементами за счет переработки вмещающих осадочных пород или их ксенолитов.

Не предрешая вопроса об источнике этих элементов, контактовая зона гранитов юго-западной оконечности Мустагского массива в целом представляет, помимо минералого-петрографического, и определенный практический интерес в отношении перспективности ее на редкометальное и, возможно, железо-марганцевое оруденение (последнее предположительно в экзоконтакте).

В связи с этим, может быть, небезынтересно дополнительно обратить внимание на следующие два обстоятельства: 1) в этом районе давно известна магнитная аномалия, эпицентр которой как раз приходится на эндоконтактовую зону гранитов, содержащих выделения железо-марганцевого граната, и 2) гранаты, как уже отмечалось выше, характеризуются повышенным содержанием германия.

Признаки грейзенизации отмечаются также и в гранитах, особенно жильных, Шерегешевского месторождения. При этом некоторые жилы пегматоидного и аплитовидного гранита, наряду с выделениями мусковита, черного турмалина, флюорита и т. п., содержат гранат, который по своим физическим свойствам (окраске, удельному весу, изотропности), элементарному составу, так же, как взаимоотношению с со-

путствующими ему минералами, очень напоминает таковой из гранитов гор Кизимес.

Видимо, процессы грейзенизации, связанные с гранитами Сарлык-Мустагского массива, распространены более широко, чем это принято считать в настоящее время.

Гидротермальное рудоотложение. Как было показано в предыдущем разделе, рудная сульфидная минерализация, генетически связанная с интрузией Сарлык-Мустагских гранитов, либо обособляется в самостоятельные рудопроявления и месторождения (Тургеневское) либо накладывается на месторождения магнетитовых руд (Шерегеш, Шалым).

Наиболее ранним из рудных минералов является пирит. Отложение других сульфидных минералов, и прежде всего сульфидов свинца, цинка и меди, обычно связано с последующими внутрирудными подвижками. О проявлении последних свидетельствует некоторая раздробленность первоначально идиоморфных кристаллов пирита с последующей их цементацией и замещением минералами более поздних этапов минералообразования (сфалеритом, галенитом, халькопиритом и др.).

Возможно рудоотложение и непосредственно с сульфидом цинка и свинца. Примером этого может служить Испирское рудопроявление, в котором, судя по отдельным штуфам, переданным нам геологом Е. Г. Алексейченко, рудные минералы представлены только сфалеритом и галенитом. Из сопутствующих сульфидов нерудных минералов наиболее обычны кварц, альбит, кальцит, флюорит и т. п.

Следует отметить, что, несмотря на большое сходство вещественного состава руд Тургеневского месторождения и наложенной на скарново-железорудные образования Шалыма и Шерегеша полиметаллической минерализацией, между ними имеются и определенные отличия.

Так, например, в Шерегешевском месторождении полиметаллические руды являются существенно цинковыми. Содержание галенита в них, по сравнению со сфалеритом, ничтожно. Кроме того, основная масса сфалерита более сильно обогащена железом и отчасти марганцем. В парагенезисе со сфалеритом обычен пирротин (особенно в рудах Болотного участка), мельчайшие выделения которого в виде продуктов распада твердого раствора непосредственно встречаются в зернах сфалерита.

Количественные отношения в рудах галенита к сфалериту, при значительном обогащении последнего железом и марган-

цем так же, как и тесный парагенезис сфалерита с пирротинном, свидетельствуют об образовании руд этого месторождения, с одной стороны, при низком парциальном давлении серы, с другой — при сравнительно высоких температурах их кристаллизации.

В рудах Тургеневского месторождения, во-первых, значительно повышается роль галенита, во-вторых, среди сфалерита получает значительно широкое распространение светлоокрашенная его разновидность.

Пирротин не только не встречается в виде продуктов распада твердого раствора в сфалерите, но и вообще пока не обнаружен в рудах Тургеневского месторождения.

Из других минералогических особенностей можно отметить присутствие здесь, правда, в незначительном количестве блёклой руды (вместо арсенопирита, который наблюдается в рудах Шерегеша и Шалыма) и резко выраженное обеднение руд сульфидами железа и меди. И, наконец, характерно слабое развитие или даже в некоторых случаях почти полное отсутствие в рудовмещающих породах железистых нерудных минералов (амфиболов, пироксенов и т. п.).

Даже в пределах одного и того же месторождения отложение галенито-сфалеритовых руд происходило при изменяющихся в определенных пределах физико-химических условиях. Об этом свидетельствует присутствие нескольких генераций одних и тех же минералов, отличающихся своими физическими свойствами и химическим составом. Наглядным примером этого является сфалерит, ранние генерации которого в Тургеневском месторождении темного цвета (железистые), более поздние, обычно находящиеся в виде секущих прожилков, представлены клейофаном.

В завершающие этапы минералообразования, при возрастающей роли кислорода в пределах Тургеневского месторождения происходило отложение гематита и барита. Правда, оба эти минерала распространены незначительно. В Шерегешском месторождении к наиболее низкотемпературным завершающим этапам минералообразования, видимо, следует отнести гипс и цеолиты.

О температурах отложения полиметаллических руд можно судить по следующим данным.

1. Для Шерегешевского месторождения характерна ассоциация таких высокотемпературных минералов, как темноокрашенный сфалерит, кубанит, арсенопирит, валлериит и др. Сфалерит содержит в своем составе значительное количество

железа и отчасти марганца. Способность ZnS растворять FeS , как это точно установлено экспериментальным путем, возрастает с повышением температуры образования (Куллеруд, 1953).

Кроме того, в рудах наблюдаются структуры распада твердых растворов, которые нами установлены для следующих пар минералов: халькопирит-валлериит, халькопирит-кубанит, пирротин-валлериит, пирротин-сфалерит, сфалерит-халькопирит, борнит-халькозин.

Распад смеси (халькопирит + кубанит) с выделением кубанита, по данным Швартца, происходит при температуре $400-450^{\circ}C$. П. Рамдор, ссылаясь на опыты Борхерта, эту цифру считает завышенной и снижает ее до $250-300^{\circ}C$. Валлериит, по экспериментальным данным Борхерта, может образоваться лишь в интервале температур $200-250^{\circ}C$ как промежуточный продукт распада высокотемпературных смешанных кристаллов $CuFeS_2-FeS$ ¹. Таким образом, наличие кубанита и валлериита, во всяком случае, указывает на температуру образования выше $250^{\circ}C$.

Кроме того, в галенитах Шерегешевского и особенно Шалымского месторождений наблюдается повышенная концентрация висмута и отчасти серебра. Это обстоятельство указывает на высокую температуру образования и галенита, так как экспериментально установлено, что лишь при температурах выше $215^{\circ}C$ $AgBiS_2$ приобретает решетку галенита, благодаря чему и становится возможным вхождение висмута и серебра в этот минерал.

Таким образом, сравнительно высокая железистость сфалерита, характерный парагенезис минералов, отмеченные выше структуры распада твердых растворов, повышенное содержание висмута в галенитах — все это свидетельствует о высокотемпературном типе полиметаллического оруденения Шерегешевского, равным образом, и Шалымского месторождений.

В полиметаллических рудах Тургеневского месторождения отсутствуют валериит, кубанит, висмут и арсенопирит. Вместо последнего в незначительных количествах присутствует блёклая руда. Наряду с темноокрашенным сфалеритом значительно распространен светлоокрашенный безжелезистый сфалерит. Эти данные свидетельствуют о более низкотемпера-

¹ Цитируем по П. Рамдору (1955).

турных условиях отложения руды этого месторождения по сравнению с таковыми Шерегеша и Шалыма.

Следовательно, по условиям образования могут быть выделены два типа полиметаллических гидротермальных месторождений или рудопроявлений:

1) высокотемпературные или гипотермальные — полиметаллическое оруденение Шерегеша и Шалыма;

2) среднетемпературные или мезотермальные — Тургеневское месторождение; сюда же, видимо, относится и Испирское рудопроявление.

Киноварная и антимонитовая минерализация Кондомского района, несомненно, относится к наиболее низкотемпературным или эпитепмальным образованиям.

Суммируя приведенные выше данные по металлогении в целом в соответствии с существующими классификациями (И. Г. Магакьян, 1955, и др.), в пределах описываемого района отчетливо намечаются следующие три рудные формации:

1) формация контактово-метасоматических железорудных месторождений, генетически связанная с сиенитовой интрузией каледонского возраста;

2) формация гидротермальных (высоко- и среднетемпературных) полиметаллических месторождений и рудопроявлений, генетически связанная с гранитной интрузией герцинского возраста;

3) киноварная (или антимонито-киноварная) формация. Эта формация в районе проявлена наиболее слабо. В возрастном отношении ртутное оруденение в Алтае-Саянской области, по В. А. Кузнецову (1958), может быть или позднегерцинским или послегерцинским, т. е. мезозойским.

ГЛАВА 10

О МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ОРУДЕНЕНИЯ

В Кондомском районе наблюдается последовательно закономерное изменение в минералогическом составе скарноворудных образований железорудных месторождений по мере движения вдоль группы с севера на юг или то же самое по мере перехода от высокотемпературного Шерегешевского месторождения к крайнему низкотемпературному Кочуринскому.

Явление зональности в общих чертах было подмечено еще Н. А. Батовым (1935), который объяснил это изменением геотермических условий рудоотложения, определявшихся удаленностью того, или иного месторождения от родоначального интрузива. За последний он принимал граниты Сарлык-Мустагского плутона.

В последующем, с установлением генетической связи железооруднения не с гранитами, а с сиенитовой интрузией, явления зональности в минералообразовании И. В. Дербиковым (1957) и некоторыми другими связывается главным образом с изменением фациальных условий становления различных тел последней. Действительно, по мере движения от Шерегешевского месторождения к Кочуринскому уменьшается глубина эрозионного среза и площадь выходов сиенитовых массивов, а в пределах Кочуринского месторождения сиениты на дневную поверхность не выходят вовсе.

Ниже освещаются вопросы зональности оруденения по результатам наших исследований с учетом данных предшествующих авторов. Помимо минералогического состава, деталь-

но рассматриваются элементы-примеси, закономерное распределение которых в магнетитах железорудных месторождений нами установлено впервые.

Явления минералогической зональности в пределах Кондомской группы железорудных месторождений выражены отчетливо, что, в частности, иллюстрируется табл. 1 и 18. В последней представлены ассоциации наиболее характерных нерудных минералов, для которых, за редким исключением, генетическая связь со скарново-рудным процессом (в отношении общности магматического очага) является наиболее определенной. Полный перечень по месторождениям эндогенных рудных минералов был уже приведен выше (табл. 1), и здесь они, за исключением тематита, опущены. О распределении сульфидов будет сказано несколько ниже.

Таблица 18

Ассоциации характерных нерудных минералов для месторождений Кондомской группы

Шерегеш	Шалым	Таштагол	Кечура
оливин	—	—	—
волластонит	—	—	—
везувиан	—	—	—
шпинель	шпинель	—	—
скаполит	скаполит	—	—
пироксен	пироксен	—	—
гранат	гранат	<i>гранат</i>	—
эпидот	эпидот	<i>эпидот</i>	<i>эпидот</i>
мусковит	мусковит	<i>мусковит</i>	<i>мусковит</i>
кварц	кварц	<i>кварц</i>	<i>кварц</i>
хлорит	хлорит	хлорит	<i>хлорит</i>
гематит	гематит	гематит	гематит

Примечание. Курсивом выделены главные минералы, обычным шрифтом — второстепенные и редко встречающиеся.

Из табл. 18 видно, что для Шерегешевского месторождения характерна ассоциация минералов, представленная безводными известково- и магнезиально-железистыми силикатами из групп пироксенов и граната. Кроме того, в составе скарново-рудных образований этого месторождения в небольших количествах наблюдаются такие высокотемпературные минералы, как оливин, шпинель, скаполит, везувиан и волластонит.

В скарнах Шалыма роль пироксена заметно уменьшается,

скаполит и шпинель встречаются еще реже, а оливин, волластонит и везувиан отсутствуют вовсе.

В Таштагольском месторождении пироксен как скарновый минерал не встречается и все скарны, по существу, имеют гранатовый состав. В Кочуринском месторождении и гранат практически отсутствует.

С другой стороны, по мере перехода от Шерегеша к Кочуре заметно усиливается роль средне- и низкотемпературных минералов — эпидота, мусковита (серицита), кварца, хлорита и т. п., а из рудных — гидротермального гематита.

В этом же направлении выявляется понижение интенсивности метасоматического замещения алюмосиликатных пород скарновыми минералами и магнетитом. Так, например, эндоскарны наиболее распространены в Шерегеше, затем в Шалыме. В пределах этих же месторождений наблюдается образование магнетитовых руд не только на месте карбонатсодержащих пород, но и на месте эндоскарнов и даже неизмененных (или слабо измененных) скарновым процессом сиенитов, габбро-порфиритов и т. п.

В пределах же Таштагольского и особенно Кочуринского месторождений эндоскарны отсутствуют или, по крайней мере, мало распространены. Магнетитовые руды здесь образовались за счет избирательного замещения карбонатсодержащих пород с отчетливым сохранением в некоторых случаях их первичной слоистой текстуры.

Известно, что не только минералогический состав, но и количество элементов-примесей в отдельных минералах во многом определяется физико-химической обстановкой минералообразования. Отсюда особенности распределения элементов-примесей в рудах и составляющих их минералах могут быть использованы в качестве дополнительного критерия для суждения об условиях формирования месторождений.

С этой целью было предпринято детальное изучение химического состава магнетита, выделенного из различных типов руд всех железорудных месторождений района. Для подобного рода геохимических исследований магнетит выбран не случайно. Являясь основным рудообразующим минералом, он, благодаря своим кристаллохимическим свойствам, воспринимает много элементов, которые могут быть с успехом использованы для геохимических целей. Кроме того, он сильно ферромагнитен и сравнительно быстро может быть получен как из руд, так и из горных пород в нужных количествах для всевозможных анализов.

Полные силикатные анализы магнетитов были уже приведены выше (табл. 3). Средние содержания элементов-примесей в магнетите различных месторождений района видны из табл. 19.

Т а б л и ц а 19

Средние содержания элементов-примесей в магнетитах, весов. %

Место взятия	TiO ₂	MnO	MgO	Al ₂ O ₃
Шерегешевское месторождение	0,36	1,09	0,53	2,06
Шалымское »	0,18	0,31	0,45	1,47
Таштагольское »	0,16	0,11	0,33	1,08
Кочуринское »	0,16	0,02	0,33	1,14

Обычной изоморфной примесью в магнетитах является титан. Наибольшие содержания TiO₂ свойственны магнетитам Шерегеша (0,36%), наименьшие — магнетитам Таштагола и Кочуры (0,16%). Магнетиты Шалымского месторождения занимают промежуточное положение.

Марганец присутствует во всех образцах магнетита. Наибольшие его содержания опять-таки отмечаются в магнетитах Шерегешевского месторождения, в которых среднее содержание MnO составляет 1,09%. В магнетитах Шалыма среднее количество MnO снижается до 0,31%, а в магнетитах Таштагола и Кочуры оно соответственно равно 0,11% и 0,07%.

Данные по содержанию MnO в магнетитах Кондомской группы также имеются в работе Н. Д. Синдеевой (1934). Этим автором для магнетитов Шерегеша приведены следующие цифры содержания MnO в весов. %: 0,68, 1,25, 1,44 и 1,78 (среднее из 4 анализов — 1,3%); для магнетитов Таштагола — 0,14, 0,15, 0,26 и 0,22 (среднее 0,19%) и магнетитов Кочуры — 0,12 и 0,82. Эти цифры за исключением одного анализа магнетита Кочуры, оказались близкими к таковым наших анализов и также подтверждают закономерное уменьшение среднего содержания MnO в магнетитах по мере перехода от высокотемпературного Шерегешевского месторождения к низкотемпературному Кочуринскому. В том же направлении, по данным химических анализов, происходит изменение величин средних содержаний в магнетитах MgO и Al₂O₃.

Результаты количественных определений цинка в магнетитах приведены в табл. 20.

Благодаря принятой методике приготовления проб магне-

тита исключается наличие в них механических примесей в виде сфалерита или каких-либо других цинксодержащих минералов. Для подтверждения этого было выполнено повторное (контрольное) определение цинка в тех же самых пробах магнетита, но дополнительно подвергшихся еще двукратному истиранию и пропусканию через магнитофугальный анализатор.

Т а б л и ц а 20

Среднее содержание цинка в магнетитах, весов. %

Место взятия	Общее число анализов	Zn
Шерегешевское месторождение	15	0,049
Шалымское »	10	0,040
Таштагольское »	11	0,023
Кочуринское »	11	0,007
Граниты Мустаг	4	0,055

Примечание. Цинк в магнетитах определен с помощью полярографического анализа И. Л. Рузиновой.

Некоторые отклонения в содержании цинка в контрольных пробах имели место как в ту, так и другую сторону по отношению к результатам первичных определений, но они не выходят за пределы допустимой погрешности анализов по принятой методике.

На чистоту анализированного материала в отношении цинк содержащих минералов (сфалерита) указывает и то, что характер распределения цинка в магнетитах не зависит от среднего содержания этого элемента в рудах. Например, руды Кочуринского месторождения в целом более обогащены цинком по сравнению с таковыми Таштагола и Шалыма, в то время как сами магнетиты Кочуры в отношении цинка и других элементов оказались наиболее чистыми. В целом закономерное изменение средних содержаний цинка в магнетитах различных месторождений выявилось чрезвычайно резко.

Для сравнения определялся цинк в аксессуарном магнетите из гранитов Сарлык-Мустагского плутона. Среднее содержание цинка в этом магнетите, по данным 4-х анализов, оказалось равным 0,055%, т. е. выше, чем в наиболее обогащенных этим элементом магнетитах Шерегешевского железорудного месторождения.

Результаты количественных определений галлия видны из табл. 21. Анализы проб магнетита на галлий были выполнены в аналитической лаборатории Химико-металлургического института СОАН СССР аналитиком М. С. Золотаревой. Несмотря на ограниченное число анализов, распределение галлия в магнетитах опять-таки подчиняется тем же самым закономерностям, которые выявились для Mn, Ti, Zn и других элементов-примесей.

Т а б л и ц а 21

Среднее содержание галлия в магнетитах, весов. %

Место взятия	Общее число анализов	Ga
Шерегешевское месторождение	7	0,00142
Шалымское »	9	0,00074
Таштагольское »	7	0,00100
Кочуринское »	4	0,00087

Отклонение в отношении содержания галлия в магнетитах Шалыма обусловлено крайне незначительным числом определений этого элемента не только в магнетитах Шалыма, но и всей Кондомской группы месторождений.

Для наглядности построены графики, показывающие колебания средних содержаний рассмотренных выше элементов-примесей в магнетитах Кондомской группы (рис. 62).

Выявившаяся общая закономерность распределения в магнетитах Zn, Ti, Mn, Ga, видимо, присуща и ряду других элементов-примесей, что для Cr, Sn и отчасти для Co подтверждается данными качественных спектральных анализов.

Таким образом, имеет место последовательно закономерное изменение в средних содержаниях элементов-примесей в магнетитах железорудных месторождений по мере перехода от Шерегеша к Кочуре, т. е. в том же направлении, в каком происходит смена высокотемпературных минеральных ассоциаций более низкотемпературными.

Закономерные колебания в содержании элементов-примесей в магнетите, с одной стороны, указывают на различную физико-химическую обстановку рудоотложения в этих месторождениях, с другой — подчеркивают и единый генетический тип рассматриваемых железорудных месторождений Кондомской группы.

Геологами давно уже подмечено, что железорудные место-

рождения контактово-метасоматического типа в пределах Западной Сибири располагаются группами (А. С. Калугин и др.). Если выявленные нами закономерности в распределении элементов-примесей в магнетитах Кондомского района в ходе дальнейших исследований будут подтверждены на других районах, то уже по особенностям химического состава магнетитов представляется возможность судить о положении месторождения в ряде других, составляющих ту или иную генетически единую группу, месторождений. Это обстоятельство в известной мере может быть использовано и для практических целей в качестве дополнительного геохимического критерия для направления поисковых работ так же, как и для определения максимально достижимых обычными методами пределов обогащения магнетитовых руд в отношении некоторых вредных для металлургического процесса примесей (например, цинка).

В заключение следует отметить, что в одном и том же месторождении содержание элементов-примесей в магнетите, так же, как и в ряде других минералов, не является одинаковым, что видно и из имеющихся в нашем распоряжении аналитических данных. Однако последних еще недостаточно для полного выявления закономерностей распределения их в пределах отдельных месторождений или рудных тел. Эта задача следующего этапа исследований в этом направлении.

Несколько сложнее оказалось дело в отношении зональности сульфидной минерализации. Так, наиболее богатыми как

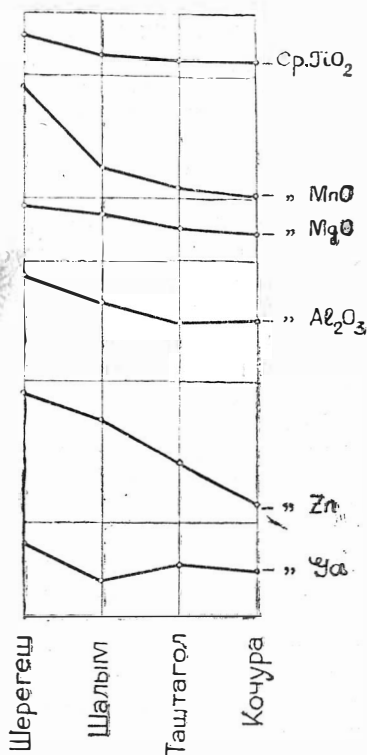


Рис. 62. Кривые средних содержаний элементов-примесей в магнетитах. 1 мм по вертикальной оси соответствует для TiO_2 — 0,05 весов. %, MnO — 0,05 %, MgO — 0,05 %, Al_2O_3 — 0,10 %, Zn — 0,002 %, Ga — 0,0001 %.

по количеству, так и по разнообразию минеральных видов являются руды Шерегеша, затем Шалыма. Руды же Таштагольского месторождения характеризуются крайне незначительным содержанием сульфидов вообще и пирита в частности.

Это привело некоторых исследователей к заключению о наличии в районе «зонального расположения рудных минералов, в порядке обратном обычному» (Н. А. Батов, 1935). Однако в крайнем Кочуринском месторождении содержание сульфидов резко возрастает. Если же учесть руды Тургеневского месторождения, то зональность рудной минерализации в том плане, как она изображалась Н. А. Батовым и некоторыми последующими исследователями, оказывается полностью нарушенной.

В отношении сульфидной и особенно полиметаллической минерализации, в свете наших данных, это нарушение вполне естественно, так как в районе проявлена не одна, а две главных эпохи рудогенезиса. Из них более молодая, генетически связанная с гранитной интрузией, образует не только самостоятельные рудопроявления, но и в той или иной мере накладывается непосредственно на железорудные месторождения, затушевывая или усложняя тем самым ту зональность минералообразования, которая генетически уже связана с собственно скарново-рудным процессом. Примеры этого были рассмотрены выше. Повторяем, что, выделяя молодую сульфидную (преимущественно полиметаллическую и редкометальную) минерализацию в районе, мы ни в коей мере не отрицаем в то же время наличия сульфидов в железорудных месторождениях, генетически связанных и с собственно скарново-магнетитовым процессом.

ЛИТЕРАТУРА

- Асанов Ю. А., Батов Н. А. Таштагольское железорудное месторождение. Сб. Минерально-сырьевая база Кузнецк. металлург. комбината. Изд. ЗСГРТ и Кузнецк. металлург. комбината, Томск, 1933.
- Батов Н. А. Геология и минералогия железорудных месторождений Кондомской группы. Сб. Материалы по геологии Зап.-Сиб. края, вып. 18. Изд. ЗСГРТ, Томск, 1935.
- Белов Н. В. Некоторые особенности кристаллохимии сульфидов. Сб. Вопросы петрографии и минералогии, т. 2, Изд. АН СССР, 1953.
- Бетехтин А. Г. Классификация структур и текстур руд. Изв. АН СССР, отделение математ. и естеств. наук, № 1, 1937.
- Бетехтин А. Г. 1. О влиянии режима серы и кислорода на парагенетические соотношения минералов в рудах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1949.
- Бетехтин А. Г. 2. О генерациях рудных минералов. Зап. Всесоюз. минер. общ., вып. 3, 1949.
- Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолиздат, 1950.
- Бетехтин А. Г. 1. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Сб. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. 2-е изд. АН СССР, 1955.
- Бетехтин А. Г. 2. О процессах формирования руд в жильных гидротермальных месторождениях. Сб. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. 2-е изд. АН СССР, 1955.
- Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлунов Т. Н. Текстуры и структуры руд. Госгеолтехиздат, 1958.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, М., 1955.
- Васильев А. А. Железные руды Западной Сибири. Сб. Полезные ископаемые Зап.-Сиб. края, т. 1, ОГИЗ, Новосибирск, 1934.
- Вахрушев В. А. 1. Морфологические особенности некоторых акцессорных минералов изверженных горных пород и их значение для петрографии осадочных пород. ДАН СССР, т. 98, № 4, 1954.
- Вахрушев В. А. 1. О растворении цирконов в изверженных горных породах. ДАН СССР, т. 109, № 3, 1956.
- Вахрушев В. А. 2. Контактново-реакционные явления между жильными гранитами и скарново-рудными образованиями на Шерегешевском месторождении в Горной Шории. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1956.

- Вахрушев В. А. 3. Колломорфные образования молибденита и граната из Горной Шории и вопросы их генезиса. Тр. Горно-геологического института Зап. Сиб. филиала АН СССР, вып. 17, Новосибирск, 1956.
- Вахрушев В. А. 4. Послерудные дайки кварцевого порфира на месторождении Шалым в Горной Шории. Тр. Горно-геологического института Зап.-Сиб. филиала АН СССР, вып. 17, Новосибирск, 1956.
- Вахрушев В. А. О происхождении диоритовых порфиритов района Таштагол в Горной Шории. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1957.
- Вахрушев В. А. О генетических связях железного и полиметаллического оруднения с интрузиями в Кондомском районе в Горной Шории. Зап. Всесоюз. минер. общ., вып. 2, 1958.
- Вахрушев В. А., Борисенко В. Я. Характерный тип околоскарновых пород Шалыма и его поисковое значение. Разведка и охрана недр, № 11, 1956.
- Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. Геохимия, № 1, 1956.
- Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. Изд. И. Л., М., 1949.
- Володин А. Г. О возрасте гранитов Мустагского и Сарлыкского плутонов в Горной Шории. Тр. Горно-геологического института Зап.-Сиб. филиала АН СССР, вып. 17, Новосибирск, 1956.
- Воробьев Г. Г. Галлий в минералах и горных породах Монголии. Геохимия, № 8, 1957.
- Глазковский В. А. Геолого-минералогические основы технологической оценки руд месторождений железа. Госгеолтехиздат, 1954.
- Григорьев Д. П. Несколько замечаний о явлениях химического изменения минералов. Зап. Узбекского отд. минер. общ., вып. 8, 1955.
- Григорьев Д. П., Капитонов М. Д. Два типа друз минералов. ДАН СССР, т. 83, № 3, 1953.
- Гольдшмидт В. М. Геохимические принципы распределения редких элементов. Сб. Редкие элементы в изверженных горных породах. Перевод с англ. и немецк. под ред. В. В. Щербины. Изд. И. Л. М., 1952.
- Дербилов И. В. О зональности литофильных элементов скарновых месторождений железа Западной Сибири. Тезисы докладов XI отчетн. научн. сессии Зап.-Сиб. филиала АН СССР. Новосибирск, 1957.
- Додин А. Л. Интрузивные комплексы Кузнецкого Алатау и Горной Шории. Информ. сборн. ВСЕГЕИ, № 4, 1956.
- Иванов С. Н. Индий содержащий гринокит из Сибайского колчеданного месторождения на Урале. ДАН СССР, т. 54, № 7, 1946.
- Калугин А. С., Мухин А. С. Итоги работ по железным рудам Западной Сибири к 40-летию Октябрьской революции. Вестник ЗСГУ, вып. 2, 1957.
- Кашкай М. А. К минералогии рудных процессов Кондомской группы. Сб. Материалы по петрографии и геохимии Кузнецкого Алатау и Алтая, ч. I. Изд. АН СССР, 1934.
- Кинэ О. Г. О проявлении термальной марганцевой минерализации в Таштагольском районе Горной Шории. Тр. Горно-геологического института Зап.-Сиб. филиала АН СССР, вып. 12, Новосибирск, 1952.
- Киселев И. А. Шерегешевское железорудное месторождение. Сб. Минерально-сырьевая база Кузнецк. металлург. комбината. Изд. ЗСГРТ и Кузнецк. металлург. комбината, Томск, 1933.
- Коржинский Д. С. Подвижность и инертность компонентов при метасоматозе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1936.

- Коржинский Д. С. Понятие о геохимической подвижности элементов. Зап. Всерос. минер. общ., вып. 3—4, 1942.
- Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. Тр. Института геол. наук АН СССР, вып. 68, сер. рудн. месторождений, № 10, 1948.
- Коржинский Д. С. Факторы равновесия при метасоматозе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1950.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. Сб. Основные проблемы магматогенного образования рудных месторождений, 2-е изд. АН СССР, 1955.
- Корель В. Г. Контактный метаморфизм Шерегешевского железорудного месторождения в Горной Шории. Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 74, вып. 1, 1953.
- Корель В. Г. 1. О железооруденении и генетических типах интрузий. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1956.
- Корель В. Г. 2. К вопросу генетической связи Ташелгино-Майзасских железорудных месторождений с интрузиями. Тр. Томского госуниверситета, т. 135, сер. геол., 1956.
- Корель В. Г. О натровом метасоматозе в железорудных месторождениях Кондомской группы. Сб. трудов научн. конфер. СМН, вып. 1, 1957.
- Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области. Сб. Вопросы геологии Азии, т. 1, изд. АН СССР, 1954.
- Кузнецов В. А. Основные этапы развития магматизма и элементы металлогении Горного Алтая. Изв. восточных филиалов АН СССР, № 2, 1957.
- Кузнецов В. А. Закономерности образования и пространственного размещения ртутных месторождений в Алтае-Саянской складчатой области. Сб. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 1, М., 1958.
- Кузнецов Ю. А. Об интрузиях Кузнецкого Алатау и их рудоносности. Вестник ЗСГРТ, № 3—4, 1932.
- Кузнецов Ю. А. Железооруденение и генетические типы интрузий. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1955.
- Кузьмин А. М. Геологический обзор Горной Шории района Сталинского завода. Сб. Минерально-сырьевая база Кузнецк. металлург. комбината, Изд. ЗСГРТ и Кузнецк. металлург. комбината, Томск, 1933.
- Лапин С. С. О формах проявления реликтового карбоната в некоторых скарново-железорудных месторождениях Горной Шории. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1954.
- Лебедев П. И. Петрографо-геохимические исследования районов железорудных месторождений Кузнецкого Алатау и Алтая. Сб. Материалы по петрографии и геохимии Кузнецкого Алатау и Алтая, ч. I. Изд. АН СССР, 1934.
- Левцкий О. Д. К вопросу о значении коллоидных растворов при рудоотложении. Сб. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях, 2-е изд. АН СССР, 1955.
- Магакьян И. Г. Рудные месторождения. Госгеолтехиздат, М., 1955.
- Михеев В. И. Реитгенметрический определитель минералов. М., 1957.
- Молчанов И. А. О возрасте рудоносных интрузий Горной Шории и связанных с ними железорудных месторождений. Вестник Зап.-Сиб. геол. управления, вып. 4, 1941.

- Наковник Н. И. Грейзены. Сб. Измененные околорудные породы и их поисковое значение. Под ред. Н. Н. Курек. Госгеолиздат, 1954.
- Обручев В. А. Рудные месторождения. Объединен. научн. техн. изд-во, 1935.
- Овчинников Л. Н. 1. Руды Турьинских скарновых месторождений меди. Тр. Горно-геологического института УФАН СССР, вып. 15, Свердловск, 1948.
- Овчинников Л. Н. 2. О распределении элементов-примесей в метасоматических месторождениях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1948.
- Овчинников Л. Н. Апатит и распределение фосфора в рудах Первого Северного рудника. Тр. Горно-геологического института УФАН СССР, вып. 20, Свердловск, 1953.
- Павленко А. С., Ванштейн Э. Е., Шевелевский И. Д. О соотношении гафния и циркония в цирконах изверженных и метасоматических пород. Геохимия, № 5, 1957.
- Пинус Г. В. К вопросу о вулканических формациях в Алтае-Саянской складчатой области. Материалы Новосибирск. конференц. по учению о геологич. формациях, т. 1, Зап.-Сиб. филиал АН СССР, Новосибирск, 1955.
- Пинус Г. В. Основные этапы развития палеозойского магматизма в Кузнецком Алатау. Изв. Сибирского отд. АН СССР, сер. геология и геофизика, вып. 1, 1958.
- Поспелов Г. Л. О роли карбонатов в образовании некоторых скарново-железорудных месторождений Западной Сибири. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1954.
- Поспелов Г. Л. О явлениях замещения при образовании эффузивовидных пород и об особенностях некоторых рудоносных вулканических комплексов Западной Сибири. Сб. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Изд. АН СССР, 1955.
- Поспелов Г. Л. Структурно-геологические особенности размещения железорудных районов Алтае-Саянской области. Изв. восточн. филиалов АН СССР, № 3, 1957.
- Поспелов Г. Л. Геологическое строение Кондомского железорудного района и особенности железорудных месторождений Кондомской группы. Сб. Железорудные месторождения Алтае-Саянской области. Изд. АН СССР, 1958.
- Преображенский И. А. О некоторых формах зерен цирконов из гранитов Забайкалья. ДАН СССР, т. 102, № 1, 1955.
- Радкевич Е. А. О рудах коллоидного происхождения. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1952.
- Санделл Э. Б. Содержание галлия в изверженных породах. Сб. Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. Перевод с англ. и немецк. под ред. В. В. Щербины. Изд. И. Л., М., 1952.
- Сахама Т. Г. Рассеянные элементы в породах финской Лапландии. Сб. Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. Перевод с англ. и немецк. под ред. В. В. Щербины. Изд. И. Л., М., 1952.
- Синдеева Н. Д. Вынос марганца из железорудного комплекса. Сб. Материалы по петрографии и геохимии Кузнецкого Алатау и Алтая, ч. 1. Изд. АН СССР, 1934.
- Соболев В. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовского госуниверситета, Львов, 1949.

- Соболев В. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Минер. сб. Львов. геол. об-ва, № 4, 1950.
- Соколов Г. А. Типы и условия образования магматогенных железных руд СССР. Сб. Железородная база черной металлургии СССР. Изд. АН СССР, 1957.
- Сумин Н. Г. Об элементах-примесях в шпинелях. Тр. Минер. музея, вып. 2. Изд. АН СССР, 1950.
- Сумин Н. Г. Ксонотлит. Тр. Минер. музея, вып. 4. Изд. АН СССР, 1950.
- Сумин Н. Г. О натровом метасоматозе в скарновых железородных месторождениях. Сб. Вопросы петрографии и минералогии, т. I. Изд. АН СССР, 1953.
- Сумин Н. Г. О некоторых особенностях скарновых минералов железородных месторождений. Тр. Минер. музея, вып. 6. Изд. АН СССР, 1954.
- Тунин Я. П. Кочуринское железородное месторождение. Сб. Минерально-сырьевая база Кузнецк. металлург. комбината. Изд. ЗСГРТ и Кузнецк. металлург. комбината, Томск, 1933.
- Усов М. А. Краткий курс рудных месторождений. Томск, Издатком «Кубач», 1933.
- Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Зап.-Сиб. края. Изд. ЗСГРТ, Томск, 1936.
- Хамберландт Х. Значение рассеянных элементов в геохимических исследованиях. Сб. Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. Перевод с англ. и немецк. под ред. В. В. Щербины. Изд. И. Л., М., 1952.
- Чураков А. Н. Кузнецкий Алатау. Очерки по геологии Сибири. Изд. АН СССР, 1932.
- Чураков А. Н. Железородные месторождения Алтае-Саянской горной области. Сб., т. I, кн. 1—2. Изд. АН СССР, 1958.
- Duschak R. and Poldervaart A. Spilitic intrusion near Zadorn Peak, Socorro Country, New Mexico. Bull. Geol. Soc. of America, v. 66, № 9, 1955.
- Frederickson A. and Cox J. «Solubility» of albite in hydrothermal solutions. Amer. Miner., v. 39, № 9—10, 1954.
- Hegemann F. and Albrecht F. Zur Geochemie oxydischer Eisenerze. Chemie der Erde. Zeitschrift für chemische Mineralogie, Petrographie, Bodenkunde und Geochemie. Bd. 17, H. 2, 1954.
- Норпе G. Das Erscheinungsbild der akzessorischen Zirkone des Lausitzer Granodiorites von Wiesa bei Kamenz und seine petrogenetische Auswertung. Geologie, Jahrgang 6, H. 3, Berlin, 1957.
- Kullerud G. The FeS—ZnS system a geological thermometer. Norsk Geologisk Tidsskrift. Bd. 33, h. 2—4, 1953.
- Poldervaart A. and Eckelmann F. Growth phenomena in zircon of autochthonous granites. Bull. Geol. Soc. of America, v. 66, № 7, 1955.
- Ramdohr P. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin, 1955.
- Wyatt M. Zircons as provenance indicators. Amer. Miner., v. 39, № 3—4, № 11—12, 1954.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие	3
Глава 1. Краткий обзор литературы по минералогии и генезису руд	5
Глава 2. Основные сведения о геологии района	7
Глава 3. Краткая геологическая характеристика месторождений района	13
Глава 4. Типы руд	20
Глава 5. Минералогический очерк	23
Глава 6. Структурно-текстурные особенности руд	101
Глава 7. Элементы-примеси в рудах	130
Глава 8. О генетических связях оруденения с интрузиями	147
Глава 9. Основные моменты истории послемагматического минералообразования	159
Глава 10. О минералого-геохимической зональности оруденения	177
Список литературы	185

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
91	21 снизу	крутопадающее	крутопадающие
134	11 снизу	десятичные доли	десятитысячные доли
189	21 снизу	Чураков А. Н.	коллектив авторов

Валентин Александрович Бахрушев
ВОПРОСЫ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ
И ГЕНЕЗИСА ЖЕЛЕЗНЫХ РУД
КОНДОМСКОГО РАЙОНА ГОРНОЙ
ШОРИИ
(Западная Сибирь)

Редактор *Л. И. Чернова*,
Худож. редактор *А. А. Федиахметов*,
Технический редактор *А. Ф. Мазурова*,
Корректор *З. Н. Колодочкина*.

Сдано в набор 1 июля 1959 г. Подписано
к печати 1 декабря 1959 г. Формат бумаги
60×84/16=6 бум. л., 12 печ. л., 12,25 изд. л.
Тираж 1000. Заказ № 173. МН 02940.

Издательство Сибирского отделения
Академии наук СССР, Новосибирск,
Советская, 20. Типография № 1 Поли-
графиздата. Новосибирск, Красный про-
спект, 20. Цена 9 р. 60 к.