

11-162  
СК

АКАДЕМИИ НАУК СССР  
УРАЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ

Вару

---

# ТРУДЫ

## ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

*Выпуск 11*

С. И. ИВАНОВ

ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ  
КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ТОМ II

СИБАЙСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
УРАЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ

# ТРУДЫ

## ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

*Выпуск 11*

С. Н. ИВАНОВ

ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ  
КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ТОМ II

СИБАЙСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

ИЗДАТЕЛЬСТВО УРАЛЬСКОГО ФИЛИАЛА АКАДЕМИИ НАУК СССР  
СВЕРДЛОВСК • 1947

П-162

П-33736

1947

в. 11<sup>е</sup>

Горно-геолог.  
ин-т Уральского  
филиала АН СССР.  
Труды.

8 р.



Г П 1

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая книга является вторым томом в издании Уральского филиала АН по минералогии и геологии колчеданных месторождений Урала. Первый том был посвящен Дегтярскому месторождению; в настоящей книге автор излагает результаты изучения геологических особенностей Сибайского месторождения на Южном Урале. Целью книги не является монографическое описание месторождения, и полнота его характеристики определяется лишь задачами научно-геологического исследования.

Петрографическое изучение вмещающих горных пород и минералогическое исследование было проведено автором в минералогической лаборатории Горно-Геологического Института Уральского филиала Академии Наук под наблюдением директора Института проф. докт. А. А. Иванова.

Автор рад случаю принести благодарность акад. Л. Д. Шевякову, проф. докт. А. А. Иванову, главн. инж. Главгеологии НКЦМ А. А. Амросланову и главн. инж. Уралцветметразведки М. И. Меркулову за предоставленную возможность длительного изучения Сибайского месторождения. Автор особо признателен акад. А. Н. Заварицкому, посетившему Сибайское месторождение в августе 1941 г. и давшему ряд руководящих указаний. Кроме того, автор приносит свою искреннюю благодарность: проф. докт. Д. П. Григорьеву за неоднократные консультации; В. А. Заварицкому, давшему много ценных указаний при петрографическом изучении рудовмещающих горных пород; проф. докт. В. М. Крейтеру, поделившемуся своим опытом изучения рудных месторождений, а также товарищам по работе Н. В. Бутырину и А. Н. Игумнову, чьими советами он пользовался постоянно.

*Автор*

33736





**ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕСТОРОЖДЕНИИ И  
ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ  
РУДОВМЕЩАЮЩИХ ГОРНЫХ ПОРОД****1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ****История разведки месторождения**

Сибайское месторождение расположено на Южном Урале в Баймакском районе Башкирской АССР.

Месторождение было открыто в 1913 г. по выходам на дневную поверхность бурых железняков. Долгое время, вплоть до осени 1939 г., была известна только северная, более бедная, часть месторождения. До революции эта часть месторождения разведывалась канавами, о чем имеются довольно подробные сведения в отчетах английского геолога Кинсбурн. После революции, в период 1926—1931 гг. месторождение усиленно разведывалось бурением и горными работами. За этот период было пробурено большое число колонковых скважин, в результате чего была выявлена полого залегающая залежь медистого колчедана с большими промышленными запасами, но с невысоким содержанием меди. Разведочными работами, оконченными в основном к 1932 г., руководил геолог А. Х. Иванов.

В 1935 г. была пройдена новая шахта и были начаты эксплуатационные подземные работы. Добываемая руда (оруденелые брекчи с большим количеством ковеллина) отличалась сильной разрушенностью и высоким содержанием глинозема, что делало ее мало пригодной для непосредственной плавки в ватер-жакетах Баймакского медеплавильного завода. По этой причине и благодаря открытию более богатой южной части месторождения (Новый Сибай) добыча в конце 1939 г. была там прекращена, и шахта была залита водой.

На слабую изученность района Сибайского месторождения и возможность открытия в ближайших окрестностях новых рудных скоплений указывали неоднократно отдельные геологи, начиная от А. Х. Иванова (1931 г.). В апреле 1937 г. при геологической документации колодца, прорытого для питьевой воды в 0,5 км к югу от известного тогда месторождения, были обнаружены в глинах куски бурого железняка; хотя анализ их показал присутствие золота, серебра и меди, на них не обратили серьезного внимания, считая их, видимо, за снос с уже известного месторождения. Ров-



но через два года, в апреле 1939 г., при рытье выемки под фундамент жилого дома, примерно в том же районе вторично был встречен в глинах бурый железняк. Осенью того же года геофизическая партия Цветметразведки под руководством С. А. Петропавловского выявила к югу от ранее известного месторождения сильную аномалию [30]. Буровая скважина, заданная в центр аномалии, превзошла все ожидания: пробурив 168,5 м по сплошному колчедану, она так и не достигла лежащего бока рудной залежи. Сразу после этого к Ново-Сибайскому месторождению, которым было названо вновь открытое мощное рудное тело, было привлечено всеобщее внимание, и началась его усиленная буровая разведка.

### Предшествующие геологические исследования

Геологические исследования на Южном Урале и в частности в Таналык-Баймакском районе начались, примерно, с 50-х годов прошлого столетия и связаны с именами замечательных исследователей: Мурчисона, Меглицкого и Антипова. Несколько позже на интересующей нас части Южного Урала производили геологические исследования Карпинский, Чернышев и Штукенберг.

Из более современных работ необходимо в первую очередь указать на работу А. Н. Заварицкого, опубликованную в 1920 г. [6], где дается общая геолого-петрографическая характеристика Баймакского района и его медных месторождений. Сибайское месторождение было осмотрено А. Н. Заварицким в 1916 г., когда была вскрыта канавами и шурфами только железная шляпа. В силу этого А. Н. Заварицкий посвящает Сибайскому месторождению в своей работе немного строк, ставя его в один ряд с другими колчеданными месторождениями Южного Урала.

В 1928 г. была опубликована интересная работа Ф. М. Шахова [34], изучавшего западную половину Баймакского района, не охватывающую окрестностей Сибайского месторождения. Ф. М. Шахов установил, что красные яшмы лежат выше порфиритовых толщ Ирендька, а не уходят под них, как считали ранее.

В 1925—1929 гг. геологическим картированием на огромной территории бассейна р. Урала, к югу от Магнитогорска занимался Л. С. Либрович. Сибайское месторождение расположено в северо-западном углу изученного им района. В результате своих исследований Л. С. Либрович опубликовал несколько интересных работ, лежащих в основу современных представлений о стратиграфии района [25, 26].

Л. С. Либрович установил в западной половине изучаемой территории нижнюю зеленокаменную свиту (порфириновые толщи Ирендьского хребта), перекрываемую мощной толщей красных, повидимому ниже-девонских яшм, и верхнюю зеленокаменную свиту, названную им в последующем улутауской свитой. В верхах улутауской свиты Л. С. Либрович обнаружил многочисленную фауну верхов среднего девона; он установил, что Култыбанские известняки имеют не антиклинальное строение, как полагал

Ф. Н. Чернышев, а синклиналиное. Появление же красных яшм у горы Сагил-Тау (в 6 км к югу от Сибая), по Либровичу, «связано с брахиантиклинальным поднятием в пределах западного крыла главной синклинали, причем на юге его начало впервые намечается еще на широте горы Бульгин-Тау, а на север оно, возможно, продолжается, судя по распространению здесь различных толщ улутауской свиты, до района Сибайского медного месторождения» [26, стр. 122]. Породы, непосредственно вмещающие Сибайское месторождение, Л. С. Либрович на своей карте отнес к улутауской свите, хотя в тексте и указал, что никаких сколько-нибудь надежных данных об их возрасте не имеется.

Петрографические коллекции, собранные Л. С. Либровичем в районе, были переданы для обработки В. М. Сергневскому, в результате чего последним была опубликована в 1936 г. работа «Петрографический очерк пород Кизило-Уртазымского района».

Обследование рудных месторождений в пределах района, изучаемого Л. С. Либровичем, проводил П. М. Татаринев, которым опубликованы в годовом отчете Геолкома за 1926/27 г. очень краткие сведения о Сибайском месторождении; П. М. Татаринев приводит краткую справку об истории открытия и разведки месторождения и дает схематичное описание рудных брекчий и порфиров лежащего бока.

В период 1932—1934 гг. геологическими исследованиями в Баймакском районе занимались геологи ВИМС А. Х. Иванов, Ф. И. Ковалев и В. С. Левоник, которые составили геологическую карту района на топографической основе масштаба 1:25 000. Работа не была доведена до конца и к геологической карте не было дано даже краткой объяснительной записки.

В 1932 г. А. Х. Ивановым был составлен отчет о геолого-разведочных работах на Сибайском месторождении и геологических исследованиях. А. Х. Иванов приводит описание кварцевых альбитофиров и порфиритов. Среди порфиритов и мандалштейнов А. Х. Иванов выделяет туфы и брекчии и дает их детальное описание, в то время как среди кварцевых альбитофиров А. Х. Иванов обломочных пород не отмечает, хотя они в действительности в пределах месторождения значительно распространены. Он приводит описание многочисленных горно-разведочных выработок и скважин и подробно характеризует известную тогда северную часть месторождения. В отчете приводятся сведения о трещинах в горных породах и о минералогическом составе руд (см. ниже, стр. 37). В заключение А. Х. Иванов пишет, что «месторождение подверглось сильному тектоническому нарушению, очевидно, надвигового и, быть может, местами взбросового характера» и что «основными компонентами, слагающими рудную зону в ее промышленной части, являются рудные брекчии с тем или иным содержанием обломков и глыб колчедана и тела сплошного колчедана глыбово-шарового строения».

Несмотря на неверную трактовку рудных брекчий, представ-



ляющих собой частично замещенные рудой вулканические обломочные породы, и на ряд упущений петрографического исследования, отчет А. Х. Иванова является первой большой работой, дающей представление о северной части Сибайского месторождения.

В 1938 г. была опубликована работа С. А. Юшко по минералогическому изучению руд месторождений Баймакского района, в том числе и руд Сибая. Содержание этой работы, так же как и других минералогических исследований, излагается ниже в главе о минералогических особенностях месторождения (см. стр. 37).

В 1939 г. в районе Сибайского месторождения геологические исследования вел Ф. И. Ковалев, в результате чего была детализирована ранее составленная геологическая карта на топографической основе масштаба 1:25 000 и составлена геологическая карта рудного участка на топографической основе масштаба 1:5000. В своем отчете [22] Ф. И. Ковалев рассматривает геологию окрестностей Сибайского месторождения и кратко описывает строение его руд. Ф. И. Ковалев связывает месторождение с породами улугтауской свиты верхней половины среднего девона, опровергает данные прежних представлений о гигантском тектоническом надвиге, с плоскостью разрыва которого связывалось Сибайское месторождение, и отрицает роль тектоники в формировании месторождения. В отчете приводятся микрофотографии колломорфных структур, которые автор объясняет как «результат замещения иатечных и скорлуповатых образований среди известковых пород, участвующих в сложении вулканических брекчий». Ф. И. Ковалев указывает на значительные количества в руде марказита, что совершенно не подтвердилось дальнейшими исследованиями.

В 1943 г. была опубликована статья акад. А. Н. Заварицкого «О некоторых особенностях колчеданных месторождений Бява, Сибай, Учалы» [10]. В статье рассматриваются основные особенности слабо метаморфизованных южноуральских месторождений и делается сопоставление их с давно известными колчеданными месторождениями Среднего Урала. Статья освещает вопросы генезиса колчеданных месторождений Урала и представляет большой общий интерес. Сибайское же месторождение очень кратко рассматривается в отношении вмещающих пород, текстурных особенностей руды и формы рудных тел.

#### Краткая орогидрографическая характеристика района Сибайского месторождения

Окрестности месторождения представляют равнинный ландшафт, лишенный лесной растительности, сменяющийся в 6 км к западу от месторождения сопками восточных предгорий хребта Ирендык. Однообразие ландшафта восточной половины района лишь изредка оживляется отдельными возвышенностями и пологими увалами, разделяющимися широкими долинами. Горы восточного склона хребта Ирендык протягиваются в меридиональном направлении и сильно изрезаны глубокими крутыми речными долинами и

суходолами. Абсолютные отметки вершин колеблются около 500—570 м, превышая отметки степной местности на 150—200 м. Склоны гор хорошо обнажены, а местами скалисты. По глубоким долинам среди скалистых обнажений стекают к востоку небольшие ручьи, которые выходят на равнинную степную часть района и иногда теряются в мощных грубообломочных и глинистых образованиях, создавая местную заболоченность.

Главной водной артерией является речка Худолаз, протекающая восточнее Сибайского рудника, и ее правый приток — речка Карагайла. Речка Худолаз является правым притоком р. Урал, находящейся юго-восточнее рудника. Речка Карагайла протекает с запада на восток в 0,5 км южнее Сибайского месторождения. Вблизи рудника она имеет широкую, очень плоскую долину с немного всхолмленным правым берегом. В 6 км к югу от месторождения располагается довольно крупное усыхающее озеро. Местность как в степной части района, так и в предгорьях лишена древесной растительности. Лишь на склонах гор хребта Ирендык иногда встречаются большие рощи молодого березового леса.

Климат района характеризуется холодной ветреной зимой и умеренным, а иногда сухим и жарким летом.

## II. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОКРЕСТНОСТЕЙ СИБАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Сибайское колчеданное месторождение, как и другие уральские месторождения этого типа, приурочено к древним эффузивно-туфовым горным породам зеленокаменной полосы восточного склона Урала. Среди пород, слагающих здесь зеленокаменную полосу, не видно сколько-нибудь значительных интрузивных массивов, зато всюду встречаются в различной степени измененные эффузивы и их туфы, нередко перемежающиеся с нормальными осадочными породами (известняками, туфогенными песчаниками и др.). Хорошо представлены яшмовые горизонты, непрерывные коренные обнажения которых отчетливо показывают складчатую структуру древних эффузивно-осадочных толщ. Стратиграфия района, разработанная в основном Л. С. Либровичем [1925], для наиболее древних образований района — порфириновых толщ Ирендыка и альбитофири-диабазовых пород его западных предгорий — является пока в значительной мере условной. Наоборот, верхняя часть стратиграфического разреза, сложенная главным образом осадочными породами среднего и верхнего девона, расчленена на основании палеонтологических данных.

Геологическое строение Баймакского района уже неоднократно освещалось в печати [17, 19, 26], поэтому здесь о региональной геологии приводятся только самые краткие сведения, необходимые для понимания строения окрестностей Сибайского месторождения.

Сибайское месторождение расположено в 10 км западнее меридионального хребта Ирендык, образующего ядро антиклинали и



сложенного главным образом пироксеновыми и плагиоклазовыми порфиритами и их туфами. Восточнее Ирендыкских гор синклинально залегают слоистые туфо-осадочные толщи верхнего и среднего девона. На широте Сибайского месторождения синклинальное строение их осложнено двумя параллельными брахиантиклинальными складками, в ядрах которых выходят более древние спилито-диабазовые и кварцево-альбитофирные породы.

Более крупная западная брахиантиклиналь непосредственно примыкает к Ирендыку и отвечает на местности горному кряжу Карамалыташ — предгорью Ирендыка. Карамалыташская антиклиналь почти со всех сторон окаймлена бугулыгырскими красными яшмами, являющимися выдержанным по простиранию стратиграфическим горизонтом. Они налегают на карамалыташские спилиты, а западнее — непосредственно на порфиритовые толщи Ирендыкских гор. Л. С. Либрович считает спилито-альбитофирные толщи Карамалыташа верхними горизонтами Ирендыкской порфиритовой свиты.

Вторая брахиантиклинальная складка располагается приблизительно в 5 км восточнее первой и отделяется от нее синклинально залегающей слоистой толщей туфов альбитофиров и порфиритов, перемежающихся с кремнистыми туфогенными сланцами (улутауская свита—D<sup>1</sup>). Южный конец второй брахиантиклинальной складки установлен Л. С. Либровичем в 6 км к югу от Сибайского рудника, вблизи оз. Култыбан. Здесь красные яшмы образуют замок антиклинальной складки с периклинальным падением слоев к югу. Под красными яшмами залегают диабазовые порфириты и кварцевые альбитофиры, вполне аналогичные наблюдающимся севернее, по южному берегу речки Карагайлы и в лежащем боку рудного тела Сибайского месторождения.

Ф. И. Ковалев, занимавшийся изучением геологии района после Л. С. Либровича, считает, что описываемая антиклинальная складка быстро замыкается под глинистыми отложениями равнины к югу от Сибайского рудника на 3 км не доходя до месторождения. Выход красных яшм к северо-западу от Сибая Ф. И. Ковалев рассматривает как самостоятельное очень маленькое брахиантиклинальное поднятие. Спилиты же и кварцевые альбитофиры, вмещающие Сибайское месторождение, указанный автор, так же как и ранее Л. С. Либрович, относит к улутауской свите, лежащей выше красных яшм и заключающей в своих верхних горизонтах линзы известняков с фауной верхов среднего девона. Возраст толщ бугулыгырских красных яшм Л. С. Либрович [1936] и Ф. И. Ковалев [1940] условно считали нижнедевонским на основании фауны, найденной первым из них в известняках вблизи нижних горизонтов этой толщи у деревни Адилькиной. Недавно И. Н. Трушковой и О. А. Нестояновой удалось вблизи оз. Банного (на широте Магнитогорска) установить по фауне вмещающих известняков возраст бугулыгырской толщи как эйфельский<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Личное сообщение О. А. Нестояновой [1944].

Таким образом, если следовать в представлениях о геологической структуре района Ф. И. Ковалеву, то возраст вмещающих месторождение горных пород с учетом новых данных о стратиграфическом положении бугулыгырских яшм должен быть поднят до верхнего яруса среднего девона.

Вывод такого рода был бы очень важным, так как в настоящее время установлено, что все колчеданные месторождения Урала, у которых удалось определить возраст вмещающих пород, залегают среди отложений нижнего девона и верхнего силура. По этой причине автором настоящей книги были предприняты летом 1943 г. дополнительные полевые работы, имевшие целью проверку геологической структуры. На основании этих работ, заключавшихся как в исследовании естественных обнажений, так и в бурении колонковых скважин, было установлено, что антиклинальная складка, наметившаяся западнее озера Култыбан, повидимому, не замыкается к югу от Сибая, а продолжается далее к северу и захватывает Сибайское месторождение. Выход красных яшм к северо-западу от рудника (на урочище Юлку-Камаган<sup>2</sup>) является не изолированным маленьким антиклинальным поднятием, как это считали ранее, а лишь участком западного крыла большой антиклинальной складки (фиг. 1). Несмотря на то, что малая обнаженность района пока исключает вполне ясное представление о геологической структуре окрестностей месторождения, все же сейчас надо считать антиклинальную структуру рудного поля наиболее правдоподобной. За справедливость новых структурных представлений говорят нижеследующие данные, полученные в результате полевых исследований автора.

1. Грубослоистые агломератные туфы с преобладанием материала порфиритов на южном берегу р. Карагайлы к юго-западу от рудника имеют не пологое восточное падение, как изображено на профиле геологической карты Ф. И. Ковалева [1940], а крутое (от 35 до 80°) западное<sup>2</sup>. Таким образом, улутауская свита здесь перекрывает породы альбитофироспилитовой формации, залегающие восточнее, а не уходит под них. Следовательно, эти спилитовые породы так же, как у оз. Култыбан, составляют ядро антиклинали и принадлежат, повидимому, к карамалыташской спилитовой толще. С другой стороны, они близко подходят к Сибайскому месторождению и являются непосредственным юго-западным продолжением горных пород рудного поля.

2. Буровые скважины, пройденные по широтной линии на восток от выхода красных яшм, находящегося в полутора километрах северо-западнее Сибайского рудника, не встретили характерной слоистой толщи кремнистых туффитов и туфов кварцевых альбитофиров, всегда непосредственно налегающих на красные яшмы и обнаженных западнее на горе Сагыл; там, где, согласно

<sup>2</sup> Правильнее — «Тюльк-Камаган», что значит по башкирски «загнанная лиса».

<sup>3</sup> Фактические данные, подтверждающие западное падение туфовых толщ, были опубликованы автором ранее [18].



первому геологическому профилю карты Ф. И. Ковалева (по линия которого и пробурены упомянутые скважины), должны были под толщей наносов залегать падающие на восток слоистые толщи



Фиг. 1. Схема геологического строения окрестностей Сибая.

- 1 — послепалеозойские глины и галечники; 2 — диорты;
- 3 — граувакковые песчаники ( $D_2$ ); 4 — мукасовские желтые яшмы ( $D_2$ ); 5 — туфы порфиритов и альбитофиров ( $D_2^1$ ); 6 — пироксеновые порфириты; 7 — туфы кварцевых альбитофиров и кремнистые сланцы;
- 8 — бугулыгирские красные яшмы ( $D_2^1$ ); 9 — спилиты и их брекчии; 10 — кварцевые альбитофиры и их туфы;
- 11 — лимониты.

восточного крыла маленького антиклинального поднятия, скважины встретили кварцевые альбитофиры и амигдалоидные зеленокаменные породы типа спилитов, являющиеся ядром антиклинали и продолжением горных пород рудного поля. Таким образом, выход красных яшм к северо-западу от Сибая нельзя рассматривать как маленькое куполообразное поднятие среди пологозалегающих слоистых толщ улутауской свиты. Красные яшмы имеют здесь северо-западное падение под углом  $28^\circ$  и с юго-востока подстилаются породами спилито-альбитофировой формации. Отсутствие слоистых падающих на восток толщ между красными яшмами и залегающими юго-восточнее спилито-альбитофировыми породами,

вмещающими Сибайское месторождение, заставляет считать, что последние залегают стратиграфически ниже красных яшм.

Наконец, против отнесения спилито-альбитофировых пород, вмещающих Сибайское месторождение, к улутауской свите говорит сам состав улутауской свиты. Эта свита, впервые выделенная Л. С. Либровичем на горе Улу-Тау в 12 км севернее Сибая, имеет очень выдержанный состав, что отмечают и Л. С. Либрович и Ф. И. Ковалев. Она хорошо обнажена по склонам сопок на большом протяжении предгорий Ирендыка и везде состоит из слоистых туфо-осадочных пород и не включает эффузивов альбитофиро-спилитовой формации.

Это обстоятельство уже само по себе заставляет быть очень осторожным при отнесении горных пород, вмещающих Сибайское месторождение, к улутауской свите.

Таким образом, при современном состоянии наших знаний мы должны представлять Сибайское месторождение расположенным в восточном крыле брахиантиклинальной складки среди толщ альбитофиро-спилитовых пород, перекрываемых красными яшмами, видимо, эйфельского возраста.

### III. ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДОВМЕЩАЮЩИХ ГОРНЫХ ПОРОД

#### Кварцевые альбитофиры и их туфы

Распространение в окрестностях месторождения и геологическое положение. Кварцевые альбитофиры довольно значительно распространены в окрестностях Сибайского месторождения. Прекрасные коренные выходы этих пород имеются в 5,5—6 км к западу от месторождения в предгорьях хребта Ирендыка, где они являются существенной составной частью карамалыташской диабазо-спилитовой толщи. Они образуют здесь, по данным Ф. И. Ковалева, излившиеся покровы и небольшие дайки и залежи, секущие ранее излившиеся спилиты и альбитофиры. С востока спилиты и альбитофиры карамалыташской толщи перекрываются слоистыми толщами с обильным развитием среди них кремнистых осадков и туфов кварцевых альбитофиров. Вблизи Сибайского месторождения кварцевые альбитофиры вновь появляются на поверхности благодаря антиклинальному поднятию, южное окончание которого обрисовывается красными яшмами в 6 км южнее месторождения на западном берегу озера. Здесь непосредственно под красными яшмами залегают спилиты и кварцевые альбитофиры, аналогичные наблюдаемым в пределах рудного поля Сибая. Прослеживая кварцевые альбитофиры на север от южного замка антиклинали, можно видеть, что их коренные выходы протягиваются приблизительно на 2 км, а затем скрываются под мощными рыхлыми поверхностными отложениями на равнине между Сагил-Тау и речкой Карагайлы. Далее эти породы вновь появляются на южном возвышенном



берегу реки Карагайлы в 2 км к юго-западу от месторождения. Северный берег реки Карагайлы на большом пространстве сильно заболочен и лишь в 600 м от месторождения можно вновь наблюдать коренные выходы кварцевых альбитофиров на пологом холме близ старого каменного склада. К северу от месторождения на равнинных степных пространствах сведения о палеозойских породах, залегающих под мощным слоем рыхлых отложений, ограничиваются семью буровыми скважинами, пройденными в 1943 г. по линии в 1,5 км от Сибайского месторождения. Две из этих скважин вскрыли кварцевые альбитофиры, сопровождающиеся здесь, судя по другим скважинам, амигдалоидами спилитового характера.

В 12 км к северу от Сибайского месторождения равнина сменяется горами Улу-тау с обильными коренными выходами туфоосадочных пород улутауской свиты. Спилито-альбитофировая толща здесь уже не обнаруживается. В пределах территории Сибайского рудника кварцевые альбитофиры слагают западную половину рассматриваемой площади, залегая главным образом в лежащем боку рудного тела. Они вскрыты в пределах месторождения многочисленными буровыми скважинами, пройденными для разведки месторождения. Кроме того, эти породы — преимущественно их верхние, сильно разложившиеся части — вскрыты подземными горными выработками на Старом Сибайе (до глубины 42 м) и в карьере Ново-Сибайского месторождения до глубины 15 м. В горных выработках Старого Сибая в период их проходки можно было видеть, что обеленные и более или менее свежие кварцевые альбитофиры имеют в контакте с рудой и с перекрывающими их спилитами обломочное строение. Крупные и мелкие округлые и реже остроугольные куски кварцевых альбитофиров составляют здесь брекчиевидную породу, содержащую такого же рода включения руды. Аналогичные отношения можно наблюдать по кернам буровых скважин как между рудной залежью и подстилающими ее кварцевыми альбитофирами, так и между спилитами и кварцевыми альбитофирами (яркие примеры на скважинах 101, 109 и др.). Так называемый рудный «перебой», нередко сопровождающий сплошную руду на ее контактах с вмещающей породой, обычно представляет частично оруденелую брекчиевидную или иногда конгломератовидную обломочную породу альбитофирового, или реже смешанного спилито-альбитофирового состава. Просмотр шлифов под микроскопом убедительно показывает, что всякий раз, когда образец взят вблизи контакта с рудой, он представлен не нормальным сферолитовым кварцевым альбитофиром, а микрообломочной породой, которая определяется как алевритовый, иногда кристаллический туф кварцевого альбитофира. Подобные обломочные породы часто встречаются и вдали от контакта — вне всякой видимой связи с ним. Во многих буровых скважинах в разных частях месторождения, а также в горных вы-

работках Старого Сибая отмечена связь обломочных вулканических пород (как альбитофиров, так и спилитов) с красным кремнистым яшмовидным веществом, образующим тонкие жилки в породе и иногда цементирующим обломки породы. В некоторых случаях отмечалась зеленая яшмовидная порода, образующая пологопадающие прослойки в 20—30 см мощностью, более или менее параллельные контакту с рудой. Эти прослойки весьма напоминают настоящие слои радиоляриевых яшм среди спилитов карамайташской толщи в предгорьях Иркендыка.

Кварцевые альбитофиры, вскрытые разведочными и эксплуатационными работами в пределах Сибайского месторождения, в настоящее время оконтурены только с восточной стороны, где они перекрываются падающими на восток толщами спилитов и их вулканических брекчий. На контакте кварцевых альбитофиров и спилитов всегда отмечается вкрапленность и гнездообразные включения сульфидов, дающие «перебойный колчедан», нередко переходящий в массивные колчеданные руды. Большей же частью колчеданные руды располагаются среди кварцевых альбитофиров вблизи их контакта со спилитовыми породами. При этом оруденение обычно приурочивается к горизонтам обломочных разновидностей кварцевого альбитофира и к их туфам.

В настоящее время ничего точно неизвестно о продолжении кварцевых альбитофиров на глубину, на запад и на север. Пока можно только со значительной долей вероятности предполагать их широкое распространение на юг, вплоть до замка антиклинали. Северное их продолжение отмечается линией геологических скважин в 1,5 км от месторождения, а еще далее на север — остается неясным. Истинная мощность толщи альбитофиров и их туфов, судя по положению коренных выходов этих пород к юго-западу от Сибая и довольно крутому общему падению пород к востоку, составляет, вероятно, не меньше 400 м.

Исключительный интерес для выяснения формы альбитофировой толщи и тектоники месторождения представляет широтный разрез северной части месторождения через скважины Б50-Б2-Б57 (фиг. 2). Как видно из этого разреза, контакт кварцевых альбитофиров со спилитами проходит, начиная с запада от скважины Б50, на протяжении 500 м почти горизонтально на глубине 30—60 м от дневной поверхности. Так, скважиной № 49 этот контакт встречен на глубине 60 м; скважиной № 51, находящейся восточнее, — на глубине 64 м; скважиной № 52, расположенной еще восточнее, — на глубине 52 м. Следующая же на восток скважина № 57, пробуренная от предыдущей в 73 м, прошла до глубины 396 м и кварцевого альбитофира так и не встретила, если не считать 4-метрового прожилка обеленных туфов с осколками порфирированных выделений кварца на глубине около 300 м. Скважина целиком прошла по туфам порфиритов и подчиненным им диабазам и не вышла из этой толщи, тем самым показав смену горизонтального контакта, ограничивающего кварцевые альбитофиры, на вертикаль-



ный — или очень крутой (в случае искривления буровой скважины, что, к сожалению, не контролировалось).

Крутой обрыв толщи кварцевых альбитофиров в рассматриваемом разрезе можно объяснить по-разному. Во-первых, можно предположить, что изучаемые кварцевые альбитофиры являются глубинными, и крутой несогласный контакт является нормальным интрузивным контактом. Подобное допущение, несмотря на его малую вероятность, не может быть в настоящее время безоговорочно отброшено, так как петрографическое изучение толщи кварцевых альбитофиров пока не дает нам совершенно твердой уверенности в том, что рассматриваемые породы всегда являются бесспорно эффузивными. Дело в том, что наблюдаемое иногда в забоях, штуфах и шлифах обломочное строение альбитофиров обычно затушевано последующим региональным и рудным метаморфизмом, и поэтому в большинстве случаев мы не можем пока со стопроцентной уверенностью определять эти породы как вулканически-обломочные и туфовые, хотя иное удовлетворительное толкование их природы придумать трудно. Возможные другие объяснения этого явления (тектонические или интрузивные брекчин) встречаются при детальном изучении такие затруднения, что от них приходится пока отказываться. За эффузивный характер кварцевых альбитофиров говорит не только наличие указанных прослоев грубо и тонко обломочных пород, включающих иногда обломки амигдалондов, но и тонкие прослои яшмовидного зеленого вещества, встреченные в горных выработках Старого Сибая среди обломочных альбитофиров, параллельные контакту со слитами.

Вторым возможным объяснением резкой смены горизонтального контакта кварцевых альбитофиров вертикальным, естественно, является предположение о тектоническом происхождении последнего. Складчатый характер тектоники в районе ни в коем случае еще не исключает значительных дизъюнктивных дислокаций, которые могли как совпадать по времени с пикативными, так и значительно предшествовать (вулканическая тектоника) или сопровождать их. Весьма вероятно, что в дальнейшем, при гораздо более детальном исследовании по сравнению с имевшими место до сих пор, будут установлены в районе и дизъюнктивные дислокации. Эта форма дислокаций, вообще более трудная для фиксации, при небольшом сравнительно масштабе перемещений будет, естественно, в первую очередь отмечаться в пределах рудных полей, освещенность которых не может быть даже сопоставлена с остальной поверхностью района. Возможно, что вертикальное смещение, о котором шла речь, произошло до процесса оруденения и было использовано рудоносными растворами как проводящий канал.

Петрографическое описание кварцевых альбитофиров. Многочисленные буровые скважины вскрыли кварцевые альбитофиры как в непосредственной близости от руды, так

и на значительном удалении от нее (до 100—150 м), благодаря чему можно судить о характере кварцевых альбитофиров как незатронутых или почти незатронутых рудным метаморфизмом, так и совершенно перекристаллизованных в кварцево-серпичито-пиритовые породы.

Макроскопически кварцевые альбитофиры в кернах буровых скважин представляют собой афанитовую породу с шероховатым или ровным плоско-раковистым изломом с заметными очень редкими вкраплениями прозрачного кварца величиной 0,5—1 мм. В свежих образцах иногда, кроме кварца, видны светлые таблички полевого шпата. Порода имеет то зелено-серый, то серый, то фиолетово-розовый цвет. Преобладают все же кварцевые альбитофиры серого, слегка зеленоватого цвета. Заметного изменения кварцевых альбитофиров около рудных тел невооруженным глазом не отмечается, за исключением появления сульфидной вкрапленности той или иной интенсивности. Вблизи у самых рудных тел на протяжении нескольких дециметров, реже 2—3 м, в некоторых случаях можно наблюдать очень сильную хлоритизацию породы, превращающую ее иногда в сплошную хлоритовую массу темного цвета с вкрапленностью пирита. Серпичитизация, так ясно видимая под микроскопом, макроскопически совсем или почти совсем не заметна. Очень редко можно встретить легкую расланцеванность породы вблизи рудного контакта, и в этом случае на плоскостях сланцеватости заметен серпичит.

Под микроскопом в породе хорошо видны редкие вкрапленники кварца, таблички полевого шпата, пегматитовые сростания кварца с полевым шпатом и основная тонкозернистая масса большей частью сферолитовой структуры. Отчетливо проявляется олигофиновый характер породы и склонность к гломеропорфировой структуре.

Вкрапленники кварца всегда имеются в породе, хотя отдельные шлифы и имеют афирный характер. Размер вкрапленников колеблется от 0,3 до 1,5 мм, составляя в среднем 0,6 мм. Они обычно имеют более или менее отчетливо заметные кристаллографические очертания, нередко нарушаемые лишь бухтообразными заливами, выполненными основной массой. Довольно часто вкрапленники кварца включают мелкие тонкие иголки апатита и иногда частично охватывают крупные идиоморфные таблички полевого шпата. В некоторых случаях в зернах кварца в плоскости шлифа отмечаются включения раскристаллизованной основной массы. Зерна кварца часто имеют слабое волнистое угасание и очень редко разбиты трещинами. Почти во всех шлифах можно наблюдать обрастание порфировых выделений кварца сплошной сферолитовой каемкой шириной около 0,05 мм. Изредка эти каемки имеют значительно большую ширину, иногда даже превосходящую диаметр вкрапленника кварца, и в этом случае можно говорить о сферолите с чистым кварцем в центре. Сферолитовая каемка состоит иногда из грубых волокон или мелких секторов

9328



кварца, обильно насыщенных пылевидными частичками. Последние часто располагаются радиально. В обычном же случае сферолитовая каемка нацело замещена кварцем, имеющим одинаковую оптическую ориентировку с окружаемым им порфировым вкраплением, и лишь обильные пылевидные частички указывают на некогда иной состав этой каемки.

В некоторых образцах породы изредка удается наблюдать иную сферолитовую каемку, отличающуюся от обычных вышеописанных своим свежим видом. В скрепленных николях она имеет плавное волнистое угасание, давая затемнение в четырех противоположных сторонах вкрапленника. Гипсовая пластинка указывает, что по удлинению предполагаемых волокон расположена ось  $Ng'$ . При этом  $Ng'$  всегда отчетливо больше показателя преломления канадского бальзама ( $1,537 \pm 0,005$ ), иногда неотчетливо больше  $Ng'$  кварца, иногда неотчетливо меньше  $Ng'$  кварца.  $Np'$  всегда отчетливо меньше  $Ng'$  кварца и очень неотчетливо меньше или равна показателю преломления канадского бальзама. Таким образом, показатели преломления указывают, что каемка состоит из волокон кварца или, во всяком случае, последние преобладают. Очень мало вероятно, что волокна сферолитов состоят из олигоклаза или из олигоклаза и кварца. Такое предположение казалось возможным до тех пор, пока эти чистые сферолитовые образования принимались за первичные, из которых при перекристаллизации и возникли всюду наблюдаемые мутные каемки из кварца. Однако дальнейшее исследование показало, что свежие сферолитовые образования около крупных зерен кварца всегда сопровождаются обильными тесно сросшимися микросферолитами в основной массе породы. Эти микросферолитовые образования в основной массе отличаются также большой чистотой, тонковолокнистым, точнее—скрытоволокнистым строением, тесными взаимными срастаниями и иногда резко различной величиной индивидов. Они отличаются от обычных псевдоморфоз кварца по сферолитам («метасферолитов», по В. А. Заварицкому [13]) как своим тесным взаимным срастанием, так и различной своей величиной. Всего вероятнее, что эти свежие чистые сферолиты представляют собой раскристаллизацию коллоидной кремнекислоты при вторичных процессах окварцевания, хотя не исключена возможность появления этих сферолитов в результате раскристаллизации стекла. На вторичный характер сферолитовых каемок указывает обрастание ими отдельных частей растрескавшегося вкрапленника кварца, отмеченного в одном шлифе.

Обычные кварцевые каемки у порфировых выделений кварца всегда насыщены пылевидными частичками размером около  $0,0005-0,001$  мкм и иногда листочками серицита. Повидному, пылевидные частицы принадлежат в большинстве случаев цоизиту, хотя очень часто наблюдаются частички с резким отрицательным рельефом (жидкость?). А. Х. Иванов в своем отчете о работе за 1931 г. пишет, что при больших увеличениях удается на-

блюдать волокна с большим показателем преломления (кварц) и с меньшим (альбит). Согласно А. Х. Иванову, даже устанавливается наблюдаемый переход от очень тонких срастаний к более грубым — до микропегматитовых включительно. Мне, несмотря на самые сильные увеличения (до 1000), не удалось обнаружить отдельных волокон с заметно различным показателем преломления. Обычно наблюдается лишь очень легкая микрошагреневая поверхность, которая может быть обусловлена несколько различной оптической ориентировкой соседних индивидов одного минерала.

Чрезвычайно интересно, что сферолитовые каемки у вкрапленников кварца, так же, как и сферолитовые образования основной массы, как уже отмечалось, в подавляющем большинстве шлифов состоят целиком из мутного кварца (проверялось точными методами), пылевидные включения в котором обычно располагаются радиально-лучисто. Иногда такое расположение тонкой пыли сопровождается мелкими включениями хлорита. В других случаях реликтовое радиальное строение наблюдается не так ясно, иногда оно совсем незаметно. В большинстве случаев вся каемка или весь сферолит нацело замещены одним кристаллическим зерном кварца. При этом кварцевая мутная каемка всегда имеет одинаковую или очень близкую оптическую ориентировку с остальным порфировым зерном. Изредка можно видеть на месте сферолитовой каемки грубые волокна и сектора, состоящие из кварца с заметным волнистым угасанием. Эти грубые волокна-сектора имеют всегда близкую оптическую ориентировку с основным зерном и должны рассматриваться, повидному, как переходная стадия раскристаллизации первичной сферолитовой каемки. В сферолитах основной массы, вернее, в псевдоморфозах по сферолитам, иногда видно, что они состоят из небольшого числа сросшихся крупных секторов кварца, чем подтверждается возникновение этих округлых зерен из настоящих сферолитов.

Весьма интересно, что округлые кварцевые псевдоморфозы по сферолитам в основной массе, так же как и мутные кварцевые каемки у порфировых вкрапленников кварца, в большинстве случаев окружены снаружи тонкими (около  $0,04$  мкм), совершенно прозрачными каемками того же кварца, нарощего, повидному, во время окварцевания сферолитов, когда этот процесс проявлялся весьма интенсивно. Эти прозрачные каемки представляют сейчас одно кристаллическое целое с индивидом, на который они нарастали. В образцах, где сферолитовая каемка превращена в мелкие секторные и грубые кварцевые волокна, насыщенные мелкой пылью, кварцевая светлая каемка не имеет сплошного развития, а проявляется в виде изолированных друг от друга зерен, развивающихся по периферии порфирового зерна (или сферолита). В редких разновидностях породы, где можно наблюдать вышеописанные чистые свежие сферолиты, кварцевых каемок никогда не бывает.



Таким образом, порфиновые вкрапления кварца встречаются в трех видах. Во-первых, совсем без всяких каемок, что изредка наблюдается только в туфах. Во-вторых, с прозрачными тонко-волокнистыми каемками, повидимому, из кварца (тоже редкий случай) и, наконец, в-третьих,—с двумя одновременно гаснущими кварцевыми каемками-зонами. Из них внутренняя насыщена минеральной пылью, а наружная—совершенно прозрачна.

Порфиновые выделения полевого шпата встречаются почти в каждом шлифе. В сравнительно свежих разностях породы адали от рудного тела (в 40—100 м от него) полевой шпат сохранился и представлен всегда слегка мутноватым альбитом. В образцах породы, взятых вблизи рудного тела, полевой шпат обычно нацело, или почти нацело, замещен карбонатом или серицитом и реже кварцем или хлоритом. При этом иногда у псевдоморфоз полностью теряются геометрические формы и создается ошибочное впечатление, что в серицитизированной породе до изменения был во вкраплениях только кварц. В сравнительно редких случаях наблюдается полное замещение полевого шпата крупнозернистым агрегатом прозрачного кварца с хорошим сохранением внешних ограничений. Столь же редко полевой шпат замещается эпидотом. Зерна полевого шпата размером обычно около 0,4—1,2 мм представлены хорошо ограниченными большей частью сдвойникованными кристаллами. В свежих разностях хорошо видна спайность, по (010) и довольно часто по (001). Определение ориентировки оптической индикатриссы по отношению к двойниковым элементам на столике Федорова неизменно показывает, что полевой шпат принадлежит к альбиту и сдвойникован большей частью по Альбитовому закону и закону Ала-А. В двух случаях (из десяти) был отмечен Манебахский закон. Следует отметить, что кристаллы альбита очень часто сростаются группами, образуя типичную гломеропорфировую структуру. Иногда такой агрегат сильно прорастает кварцем, образуя подобие крупнопойкилитовой структуры, иногда близко напоминающей по форме кварца пегматитовый сросток.

В заключение о вкраплениях необходимо указать на зерна из микропегматитовых и графических сростаний кварца с альбитом, довольно часто наблюдаемые в шлифах, и изредка отмечаемые небольшие псевдоморфозы хлорита по какому-то, повидимому, темноцветному минералу.

Основная масса описываемых пород довольно однообразна. Обычно она состоит из округлых кристаллических зерен кварца с реликтами радиального строения, мелкозернистого или грубо-микрофельзитового агрегата хлорита и серицита или хлорита, альбита и кварца и очень мелких игольчатых микролитов альбита. О грубо-микрофельзитовой структуре можно говорить лишь условно, поскольку основная масса всегда сложена метаморфическими минералами и правильнее с этой точки зрения ее называть

микрогранобластической. Из аксессуарных минералов наблюдается апатит в виде длинных иголочек, а также иногда титанит и реже рутил. В некоторых случаях отмечался непрозрачный рудный минерал в виде очень мелких зерен—повидимому, магнетит.

Все особенности основной массы различных образцов кварцевых альбитофиров определяются количественным соотношением между кварцевыми псевдоморфозами по сферолитам и основной массой и ее минералогическим составом.

Из всего рассмотренного материала явствует, что на Сибее преобладают такие разновидности кварцевых альбитофиров, в которых кварцевые псевдоморфозы по сферолитам размером около 0,1 мм составляют около 60—70% всей основной массы породы. Следовательно, эти образования являются главной составной частью кварцевых альбитофиров. Вследствие большого количества пылевидных включений<sup>1</sup> округлые кварцевые зерна могут быть вполне приняты за разложившиеся подевошпатовые сферолиты. Однако многократное определение показателя преломления по канадскому бальзаму с контрольной проверкой иммерсионными жидкостями, а также проверка некоторых зерен на федоровском столике совершенно убеждают, что эти зерна принадлежат кварцу. При одном никеле в большинстве случаев заметно, что пылевидные частички, а нередко и хлорит, включенный в центральные части зерен, располагаются радиально. Хорошо видны также светлые каемки по периферии зерен. В скрещенных николях все зерно гаснет одновременно или обнаруживает разбивку на 3—4, редко больше, радиальных сектора. В очень редких случаях, относящихся, повидимому, целиком к туфам, можно наблюдать сферолиты, состоящие, видимо, из одного кварца, совершенно чистого и имеющего тонковолокнистое строение. При этом иногда в центре сферолита удается обнаружить очень маленькую высокопреломляющую частицу (титанит?) или зерно чистого кварца, не имеющее радиального строения. В этих единичных случаях, когда удается наблюдать свежие настоящие сферолиты, типичные псевдоморфозы кварца по сферолитам всегда отсутствуют.

В немногих шлифах из Старого Сибая автору удалось наблюдать лишь совместное нахождение кварцевых псевдоморфоз по сферолитам (метасферолитов) и неотчетливых грубоволокнистых альбитовых прозрачных сферолитоподобных образований. Последние имели неправильные внешние формы и часто представляли как бы сноповидные пучки микролитов (метельчатая структура). Здесь же наблюдались крупные прозрачные двойники альбита и его отдельные мелкие микролиты.

Псевдоморфозы кварца по сферолитам—или метасферолиты—состоят нередко из двух поколений, отличных по крупности. Первое, более крупное поколение (0,3—0,5 мм в диаметре) обычно

<sup>1</sup> При больших увеличениях видно, что значительная часть мелких частичек имеет резко отрицательный рельеф и вследствие дисперсионного эффекта кажется розовой.



представлено лишь единичными зернами, тогда как второе—составляет основную массу породы. Во многих случаях, как уже указывалось, метасферолиты состоят не из одного кварца, а из кварца и хлорита, в отдельных же весьма редких случаях—почти из одного радиальнолучистого хлорита; кварц при этом образует лишь своеобразную скорлуповатую внешнюю каемку, иногда не целиком охватывающую сферолит и срастающуюся с такой же каемкой соседнего метасферолита, в результате чего образуется своеобразная структура, напоминающая натечные почковидные образования.

Промежутки между кварцевыми метасферолитами у образцов, взятых вдали от рудного тела, заполнены обычно тонкозернистыми прорастаниями хлорита или хлоритоподобного зеленого минерала, реже—хлоритом и серицитом. Еще реже можно видеть здесь микрозернистый альбито-кварцевый аллотриоморфный агрегат или грубо-микрофельзитовые неясные образования. Отдельные микрозерна при этом не имеют отчетливых границ и меняют свои очертания в скрещенных николях при повороте столика микроскопа. Во всех случаях на фоне микрозернистой основной массы, заполняющей промежутки между метасферолитами, почти всегда наблюдаются крохотные игольчатые микролиты альбита. Эти микролиты иногда вдаются в периферические части псевдосферолитов, образуя микропиклитическую структуру. В сравнительно редких случаях между кварцевыми метасферолитами в основной массе породы встречаются наряду с хлоритом, или грубо-микрофельзитовой массой, довольно крупные (0,02—0,05 мм) зерна прозрачного кварца. Необходимо подчеркнуть, что кварца вообще очень много в описываемых породах, причем в разновидностях, подвергшихся сильному рудному метаморфизму вблизи от рудных тел, кварц иногда уступает свое первое место серициту.

Петрографическое описание туфов кварцевых альбитофиров. Как уже отмечалось, туфы кварцевых альбитофиров встречаются весьма часто, составляя от  $\frac{1}{4}$  до  $\frac{1}{2}$  всей рассматриваемой альбитофировой толщи. Особенно сильное развитие туфов наблюдается в южной части месторождения, где они нередко преобладают над эффузивами. По своему минералогическому составу и общему облику туфы как макроскопически, так и в шлифах часто весьма близки к альбитофирам и различать их иногда приходится лишь условно. Туфы обычно состоят из обломков порфирированных вкрапленников кварца и полевого шпата (альбита), погруженных в мелкозернистую кварцевую массу, имеющую часто также обломочное строение. Цементом является более тонкозернистая кварцевая либо серицитовая, либо хлоритовая, либо хлорит-серицит-кварцевая тонкозернистая масса. Иногда отдельные обломки ограничены весьма резко, с характерной темной каймой по краям (опацизация?), но большей частью порода имеет просто микротакситовую текстуру, и обломочный характер отдельных участков ничем не выявлен. Первоначально такие породы условно относили к лавам, но вскоре выяснилось, что в них

часто встречаются явные резко ограниченные включения иного состава, который нельзя не признать за обломки. Последние, как правило, имеют слегка округлые формы, и остроугольные пемзовые стекловатые осколки встречаются лишь как редкое исключение. В одном случае было замечено, что некоторые обломки (состоящие из пористого раскристаллизованного стекла) в момент отложения породы обладали, как будто, пластическими свойствами.

Интересно, что туфы иногда лучше сохраняют свой первоначальный минералогический состав, чем эффузивы, хотя и здесь серицитизация и окварцевание нередко чрезвычайно затрудняют диагностику исходной породы. В эффузивах, например, в пределах самого южного разведочного профиля в шлифах ни разу не отмечался полевой шпат, везде нацело замещенный карбонатом. В туфах же нередко отмечались зерна и осколки зерен двойникового полевого шпата, хотя и проросшего серицитом, но все же определяемого как альбит.

В описываемых туфах часто можно видеть в обломках основную массу, состоящую почти нацело из прозрачных мелких тесно сросшихся кварцевых сферолитов, возникших, по видимому, при окварцевании породы. Характерной для туфов чертой является большее в среднем содержание в породе хлорита и фенокристаллов кварца (часто осколков). Сильный метаморфизм породы не позволяет выяснить условия накопления туфового материала. Состав обломков бывает в некоторых случаях весьма разнообразным. Так, например, в шлифе из скважины № 95 с глубины 169,2 м можно было наблюдать обломки четырех видов: 1) обломки, состоящие преимущественно из аллотриоморфнозернистого агрегата кварца с хлоритом и серицитом, нередко с порфирированными выделениями кварца; 2) удлиненные сланцеватые обломки, состоящие из вытянутых зерен кварца, хлорита и серицита; иногда в них видно огибание сланцеватостью (?) порфирированных выделений полевого шпата; 3) осколки с опацитовой темной каймой и мало прозрачной основной массой, включающей кубики пирита и обильные мелкие миццалины, выполненные хлоритом по периферии и пиритом—в центре; 4) обломки, нацело состоящие из хлорита с отдельными мутными, слабо двупреломляющими включениями и жилками карбонатов. Цементом всех этих кусочков, то округлых, то угловатых, служит тонкий агрегат серицита, хлорита и кварца с вкрапленностью пирита.

#### Спилиты, диабазовые порфириты, их брекчии и туфы

Распространение и разновидности. Спилиты и спилитовые обломочные породы сильно распространены в пределах рудного поля. Они слагают всякий бок месторождения, иногда непосредственно прилегая к рудной залежи, но большей частью отделяясь от нее прослоями кварцевых альбитофиров или их туфов. В области контакта кварцевых альбитофиров со спилитами и



их обломочными образованиями наблюдается переслаивание обломочных пород спилитового и кварцево-альбитофирного состава. Иногда удается отмечать смешанные брекчиевидные породы с обломками и кварцевых альбитофиров и спилитов. Общая мощность толщи спилитовых пород, залегающих в восточной половине рудного поля в висячем боку месторождения, составляет около 300 м.

С востока на спилитовые породы налегает толща полевошпатовых порфиритов, их брекчий и туфов, имеющих ясную слоистость в верхних (восточных) частях толщи. Повидимому, именно эта толща полевошпатовых порфиритов была встречена глубокой скважиной № 57, пройденной в 1931 г. в северо-восточной части месторождения. По шлифам, отобранным из керна этой скважины, видно, что туфы плагиоклазовых порфиритов включают подчиненные прослои диабазов и пироксеновых порфиритов. Отмечаются и сами плагиоклазовые порфириты, а также туфы с примесью м.п. и кварцевых альбитофиров (глубина 300—320 м). Диабазы изредка отмечались также и среди толщи спилитов, имея в своем составе сохранившийся авгит и в единичных случаях основной плагиоклаз.

Спилитовые породы встречаются не только в восточной половине рудного поля, но были отмечены также и среди кварцевых альбитофиров и их туфов к западу от месторождения. Так, среди кварцевых альбитофиров и их туфов в лежащем боку южной части месторождения многими скважинами была вскрыта пластообразная залежь спилитовых пород мощностью около 20—30 м. По простиранию эти породы прослежены на 500 м и имеют падение на восток около 50°, а на глубине 100—150 м в районе Новосибирского карьера как бы упираются в рудное тело, имеющее здесь почти отвесное падение. Рассматриваемые спилитовые породы снизу подстилаются брекчиями и туфобрекчиями кварцевых альбитофиров. В последнее время высказывались предположения о том, что они являются не эффузивными, а жильными (жильные диабазы). Однако уже при просмотре керна с буровых скважин видны амигдалондные разности и иногда обломочная структура. Под микроскопом видно, что эти спилитовые породы часто представляют собой мелкообломочные и кристаллические туфы. Петрографический облик рассматриваемых пород несколько отличается от типичных спилитов, распространенных в висячем боку месторождения. В них видны вкрапления неразложившего пироксена, иногда окруженные своеобразными реакционными кварцевыми каемками, а основная масса состоит из более обильных и хорошо развитых микролитов альбита часто двух поколений. Типичные для спилитов игловидные микролиты, собранные в пучки, здесь редки. Создается впечатление, что порода имеет несколько более сложный состав и отвечает, повидимому, не базальтовой, а андезитово-базальтовой магме. Аналогичные горные породы описаны В. А. Заварицким среди спилито-кератофирной формации Бявы и названы им спилитовыми порфиритами. Повидимому, их можно назвать также диабазовыми порфиритами.

Петрографическое описание. Макроскопически спилитовые породы Сибая, не подвергшиеся выветриванию, имеют темнозеленый и серо-зеленый цвет. Очень часто наблюдается обломочное строение с образованием характерных брекчий. На долю туфов и брекчий приходится более половины всей массы спилитовых пород. Спилитовые обломочные породы состоят обычно из остроугольных неправильных обломков размером от долей миллиметра до 15—20 см, редко крупнее.

Судя по керну пробуренных скважин, в южной части месторождения в рассматриваемых породах наиболее распространены обломки, измеряющиеся единицами сантиметров. Обломки, как правило, остроугольны и принадлежат, главным образом, амигдалондным разностям спилита. При этом круглые, реже вытянутые, иногда совсем неправильные, амебообразные миндалины выполнены темным хлоритом или светлым пренитом, кальцитом или кварцем. Цемент, в зависимости от преобладания пренита или хлорита, окрашен в более светлые или темные тона. При внимательном рассмотрении и особенно после шлифовки в цементе хорошо видно много мелких кусочков некогда стекловатых амигдалондов, погруженных в массу метаморфических минералов (главным образом хлорита или пренита). В редких случаях в кусочках амигдалонда удается наблюдать сплющивание миндалин возле вдающихся острых выступов соседнего куска. Это явление, повидимому, свидетельствует о пластичном состоянии некоторых кусочков в момент их отложения. В отдельных кусках керна и в глыбах описываемой породы из колодца к северо-востоку от Новосибирского карьера удалось наблюдать округлые выпуклые формы спилитов с характерной более светлой наружной корочкой, граничащей с тонкообломочным материалом. Под микроскопом видно, что светлая корочка обусловлена сильным обогащением спилита высоко преломляющей пылью, а обломочный материал состоит из кусочков шлака, цементированного пренитом или хлоритом.

Микроскопический просмотр спилитов Сибая показывает, что эти породы обычно состоят из хлоритового базиса и сильно удлиненных микролитов альбита, иногда образующих типичные для метельчатой структуры пучки. Нередко микролиты альбита как бы разрастаются и приобретают своеобразные листовидные формы, имеющие волнистое, как у сферолитов, угасание. При этом образуется структура, которую В. А. Заварицкий удачно сравнивает с бостонитовой [14]. Помимо хлорита и альбита, в основной массе спилитов всегда виден лейкоксен, а также скопления и реже зерна пренита, кварца и кальцита. Вкрапления присутствуют в породе не всегда и имеют тенденцию группироваться в гломеропорфиритовые скопления. Чаще всего они бывают нацело замещены хлоритом или кальцитом, и лишь изредка встречаются сохранившиеся альбиты и альбит-олигоклазы. В отдельных случаях они немногочисленно серицитизированы, а иногда включают крупные зерна эпидота. Пироксен, как правило, не сохранился и нацело превращен



в хлорит. Очень характерны для описываемых пород обильные округлые включения вторичных метаморфических минералов. Они выполняют как настоящие газовые мидалины (правильная овальная форма с первичным изменением микроструктуры у стенок мидалины), так образуют и джемидалины и неправильные амебообразные скопления, возникшие частью из настоящих мидалин вследствие разрастания вторичных минералов при метаморфизме.

Несмотря на сильное распространение метаморфических минералов, в бывших лавах удается еще различать первичную магматическую структуру, или по крайней мере ее реликты. В туфах же и в обломочных породах метаморфические минералы получили исключительное развитие и здесь нередко бывает трудно различать реликты первичной структуры. Метаморфические минералы наблюдаются в виде жилок, неправильных скоплений, выполнений мидалин. Они прорастают основную массу и вкрапленники в лавах и особенно развиваются в цементе брекчий. Среди метаморфических минералов на первое место надо поставить хлорит и пренит<sup>1</sup>. Очень часто отмечается кварц, кальцит и пумпеллит. Значительно меньшее распространение имеет эпидот, и совсем редко среди спилитовых пород встречаются актинолит, серицит и пирит. Особенно характерно для Сибая сильное развитие ярко плеохроирующего (от темнозеленого до бледнорозового) игольчатого пумпеллита, который обычно ассоциирует с кварцем, прорастая его в виде радиальнолучистых образований.

Чаще всего пумпеллит встречается в виде неправильных мелких скоплений в цементе брекчий и в туфах.

В отдельных случаях пумпеллит отмечался и в туфах альбитофинов. В спилитах пумпеллит обычно встречается в мидалинах, реже — в основной массе. Мидалины спилитов, кроме пумпеллита и кварца, еще в больших количествах содержат пренит, хлорит и кальцит. Нередко в одном и том же шлифе можно видеть мидалины разного состава. А. Х. Иванов указывает, что чаще всего в мидалинах отмечается следующая последовательность отложения минералов: 1) периферический мелкозернистый кварц или альбит; 2) хлорит; 3) «густозеленый слюдистый минерал» (видимо, пумпеллит); 4) пренит; 5) крупный кварц и кальцит в ядрах.

Из всего вышесказанного видно, что спилиты и спилитовые породы Сибая в общем в сильной степени метаморфизованы, причем мы имеем здесь дело с очень низкими ступенями регионального метаморфизма, отвечающими хлорит-пренит-пумпеллитовой и хлорит-кальцитовой фациям.

Рудный метаморфизм вмещающих горных пород в настоящее время изучен почти исключительно в отношении изменений кварцевых альбитофинов, их брекчий и туфов. Спилитовые породы вблизи рудных залежей не обнаруживают заметных отклонений в своем минералогическом составе, хотя иногда и отмечается большая, чем обычно, хлоритизация и появление жилок и мелких скоплений кварца с пиритом. Возможно, что региональный метаморфизм затушевывает признаки окolorудных изменений в спилитах и сделал их малодоступными для наблюдения.

Изучению рудного метаморфизма горных пород вблизи у самого контакта с рудным телом, где этот метаморфизм должен проявляться в максимальной степени, обыкновенно мешает каолинизация, обусловленная супергенными процессами. Интенсивность каолинизации зависит, как правило, от глубины и расстояния от рудного тела. В кернах буровых скважин можно видеть постепенные переходы от совершенно свежих пород к глиноподобным массам, в которых, кроме реликтового кварца, никаких первичных минералов не сохранилось. Мощность каолинизированных обеленных пород непостоянна и колеблется в зависимости от глубины в пределах 0,5—15 м.

На глубине 200—250 м обеление боковых пород в контакте с рудой исчезает. Это безусловно доказывает, что каолинизация пород в контакте с рудой обусловлена влиянием дневной поверхности (действие серной кислоты). К такому же выводу приводит изучение каолинизации на Дегтярке и на других среднеуральских месторождениях.

При изучении невооруженным глазом буровых кернов кварцевых альбитофинов и их туфов вблизи рудного тела отчетливо заметна вкрапленность пирита и развитие хлорита.

Серицитизация, эпидотизация и отчасти окварцевание и карбонатизация без микроскопа обычно или не обнаруживаются совсем, или заметны слабо. Серицит в отдельных случаях виден на плоскостях легкой сланцеватости, изредка наблюдаемой вблизи руды. Эпидот невооруженным глазом обнаруживается лишь в единичных случаях. Окварцевание в форме неправильных скоплений и жилок белого кварца иногда видно довольно отчетливо. Карбонат в некоторых случаях, особенно в южной части месторождения, в виде неправильных мелких жилок пронизывает всю породу. Вкрапленность пирита отмечается очень часто, особенно в туфах и грубо обломочных разностях породы, залегающих в лежащем боку рудных тел. Развитие мелкой вкрапленности сфалерита часто обнаруживается в кернах из скважин северной части месторождения в пределах Старого Сибая. Хлоритизация породы, так же как и вкрапленность сульфидов, наблюдается преимущественно в туфах. Необходимо указать, что окolorудная хлоритизация кварцевых альбитофинов и их обломочных разновидностей в Сибее редко интенсивно проявляется. А. Х. Иванов ставил даже под во-

<sup>1</sup> Наряду с пренитом, обладающим двупреломлением около 25—30 тысячных, автор встретил в шлифах минерал, весьма похожий на пренит, но имеющий низкое двупреломление (около 0,015).



прос связь хлоритизации с рудным метаморфизмом. С этим нельзя согласиться, так как при разведке несколько раз удавалось наблюдать в глубоких скважинах очень сильное развитие хлорита у самых контактов с рудным телом. В этих случаях можно было видеть, что на протяжении одного-двух метров кварцевый альбитофир был нацело превращен в темнозеленую, почти черную массивную породу, состоящую из хлорита и рассеянную жилками сульфидов.

Микроскопическое изучение вносит значительные коррективы в наши представления о рудном метаморфизме. В шлифах устанавливается, что по виду мало измененные сероватые кварцевые альбитофиры очень часто в действительности чрезвычайно сильно серицитизированы и нередко даже нацело превращены в кварцево-серицитовую породу, обладающую однако прекрасно сохранившейся реликтовой порфириковой структурой кварцевых альбитофириков. Иногда мало измененные по внешнему виду кварцевые альбитофиры, содержащие лишь редкую мелкую вкрапленность пирита и жилки карбонатов, под микроскопом обнаруживают сильнейшее развитие кварца, серицита и карбоната.

Таким образом, продукты рудного метаморфизма—серицит и кварц,—резко преобладая над остальными минералами, макроскопически мало заметны. В силу этого, при недостаточном количестве шлифов и неравномерном их распределении по скважинам трудно составить полное и верное представление об интенсивности метаморфизма на том или ином расстоянии от рудного тела. Можно лишь очень приблизительно сказать, что сильная серицитизация и окварцевание с полным или почти полным замещением полевого шпата отмечается на расстоянии 10—30 м от рудного тела. В северной части месторождения можно встретить в отдельных случаях относительно свежие, лишь частично серицитизированные породы даже в 3—5 м от руды, в то время как на самом южном разведочном профиле кварцевые альбитофиры превращены в кварцево-серицитовые породы с отчетливой реликтовой структурой на расстоянии в 40—60 м от контакта с рудой. При этом буровые скважины целиком находятся в измененных породах, распространяющихся, быть может, еще на значительное расстояние.

Необходимо отметить, что карбонатизация часто сопровождает окварцевание и серицитизацию и наиболее развита также на южном фланге месторождения—в пределах Нового Сибая и особенно его южной части.

По степени метаморфизма кварцевых альбитофириков можно выделить целую гамму переходных разновидностей включительно до кварцево-серицитовых пород, почти утративших первоначальный минеральный состав и структуру. По состоянию изученности целесообразно различать три нижеописанные разновидности:

1. Кварцевые альбитофиры, сохранившие в основном свой первоначальный минералогический состав. Полевой шпат вкрапленников в этих разновидностях породы лишь частично замещен серицитом, хлоритом или карбонатом. Хлорит обычно преобладает над карбо-

натом, эпидотом, пиритом и иногда даже над серицитом (большей частью в туфах). В сравнительно мало измененных породах иногда встречается эпидот в форме крупных зерен в теле вкрапленников альбита. Вторичный кварц в виде жилок и агрегатов наблюдается редко, но сплошное окварцевание сферолитов с полной, или почти полной, потерей радиальнолучистого строения наблюдается всюду. Просмотр небольшого числа шлифов кварцевых альбитофириков, взятых в окрестностях месторождения в 3—4 км от него из той же толщи, показывает, что полевошпатово-кварцевые сферолиты подверглись вторичному окварцеванию лишь частично и в большинстве шлифов сохраняют радиальнолучистое строение. В имеющейся литературе нет указаний на явления окварцевания в альбитофирах Иркендыкской свиты. В. М. Сергиевский отмечает явления окварцевания лишь в туфах кварцевых альбитофириков среднего девона [32]. Так как эффузивные породы, в которых залегает Сибайское месторождение, до настоящего времени относились к улутауской свите, т. е. к среднему девону, то, возможно, что указание В. М. Сергиевского относится к образцам, взятым именно из рудного поля этого месторождения. К сожалению, петрографический очерк В. М. Сергиевского чересчур краток и в нем совершенно нет указаний о расположении на местности описываемых пород<sup>1</sup>. Таким образом, хотя сейчас нельзя уверенно отрицать региональное распространение процесса окварцевания, все же весьма вероятно, что этот процесс связан только с рудным метаморфизмом. Во всяком случае, сильное окварцевание, бесспорно, наблюдается только в пределах рудного поля.

Кварцевые альбитофиры из окрестностей месторождения под микроскопом обнаруживают, что серицит в них отсутствует совсем или имеется в ничтожном количестве. То же можно сказать о хлорите, отмеченном в просмотренных шлифах лишь в очень небольших количествах. В силу этого даже слабо серицитизированные и хлоритизированные кварцевые альбитофиры и их туфы из рудного поля выглядят по сравнению с аналогичными породами, находящимися за пределами месторождения, как значительно измененные.

2. Кварцевые альбитофиры и их туфы, почти нацело изменившие свой первоначальный минералогический состав, но сохранившие реликтовую структуру, представляют вторую разновидность измененных пород. Они могут быть определены либо как сильно окварцеванные серицитизированные кварцевые альбитофиры, либо как кварцево-серицитовые породы с реликтовой структурой кварцевых альбитофириков. Поскольку реликтовая структура под микроскопом выступает очень резко и невооруженным глазом эти кварцево-серицитовые горные породы не отличимы от слабо измененных кварцевых альбитофириков, в большинстве случаев их удобнее

<sup>1</sup> Как указывает В. М. Сергиевский в предисловии к своей работе, — она составлена исключительно по коллекциям Л. С. Либровича, которым выполнены все полезные наблюдения, мало использованные, к сожалению, в работе В. М. Сергиевского.



именовать сильно измененными окварцеванными и серицитизированными кварцевыми альбитофирами. Как уже отмечалось, такие сильно измененные породы в районе карьера Нового Сибая распространяются не менее, чем на 30—50 м от рудного тела.

Под микроскопом в этих породах видно, что вкрапленники полевого шпата целиком замещены карбонатом или реже тонким агрегатом серицита. Сферолиты в основной массе целиком замещены кварцем. Кроме кварцевых псевдоморфоз по сферолитам (метасферолитов), в основной массе видно очень много серицита, выполняющего в виде агрегатов мелких табличек интерстиции между метасферолитами и иногда образующего значительные самостоятельные скопления. Размер табличек серицита колеблется около 0,006—0,010 мм, лишь изредка достигая 0,02 мм. Такие мелкие размеры ограничили возможность исследования определением показателя преломления, оказавшегося равным:  $N_g=1,581$ ;  $N_p=1,551$ ;  $N_g-N_p=0,030$  (точность определения—0,002; иммерсионные жидкости проверялись рефрактометром Аббе). Ось  $N_g$  лежит всегда по удлинению. Эти данные позволяют определить исследованный слюдястый минерал как серицит. Его очень много в описываемых породах: по количеству он уступает только кварцу. Главная масса серицита, как указано, образует равнозернистые агрегаты слегка удлиненных очень мелких табличек. Обычно такие агрегаты имеют мономинеральный состав. Лишь изредка к ним примешиваются в виде отдельных мелких включений зеленый хлорит и тонкие иголки апатита. Слегка вытянутые листочки серицита встречаются и изолированно, образуя единичные или групповые включения в кварце, обычно на его периферических каемках. Однако чаще всего серицит образует агрегатные скопления в массе между замещенными кварцем сферолитами более или менее крупные самостоятельные поля, возникшие, возможно, на месте бывших полевых шпатов. Нередко агрегаты серицита абсорбируют гидроокиси железа и приобретают желто-бурый цвет различной интенсивности. В туфах, кроме описанной формы серицита, отчетливо наблюдается иная форма слюдястого минерала—повидному, также серицита. Этот слюдястый минерал представлен в виде тонких, часто смятых и очень сильно удлиненных листочков и волокон, которые тесно сростаются с хлоритом и как бы накладываются на основной фон кварцевой, мелкозернистой, иногда сферолитовой основной массы. Эти сильно вытянутые образования нередко обуславливают неясную линейную структуру, иногда совпадающую с неотчетливой слоистостью, реже — сланцеватостью. В некоторых случаях они образуют сплошные поля вместе с хлоритом среди сферолитовых участков. Определить оптические константы неизвестного минерала не удалось, и сведения о нем пока ограничиваются положительным удлинением и близким к мусковиту преломлением и двупреломлением.

Третьим по распространенности метаморфическим минералом является кальцит, также часто и другие карбонаты, относящиеся, судя по повышенным показателям преломления, к железистым

разностям. Кальцит образует чаще всего крупные кристаллические зерна, как бы пойклитически захватывающие псевдоморфозы кварца по сферолитам и другие минералы (хлорит, апатит). Иногда он образует большие скопления сдвойникованных крупных зерен. Такие скопления обыкновенно не содержат других минералов, за исключением тонких и редких включений хлорита. Железистый карбонат относится, повидному, к сидериту; он не дает характерной псевдоабсорбции и отличается заметно большим по сравнению с кальцитом показателем преломления. В рудных образцах железистый карбонат нередко образует значительные жилковидные скопления. Определение показателей преломления показало, что в большинстве случаев здесь мы имеем почти чистый сидерит. Надо полагать, что во вмещающих породах вблизи рудного тела мелкие, часто изолированные друг от друга, зерна карбонатов, непохожие по своей неправильной форме на доломит и отличающиеся от него и от кальцита большим показателем преломления, принадлежат сидериту.

Карбонаты встречаются как в форме агрегатных скоплений, так и в виде отдельных кристаллических зерен, разбросанных по всему шлифу. Если в породе имеются псевдоморфозы по полевому шпату, то они почти всегда представлены карбонатами.

Помимо карбонатов в серицитизированных породах часто можно наблюдать в небольшом количестве хлорит, очень тесно ассоциирующийся с кальцитом, мелкие (0,001—0,01 мм) пластиночки гематита и тонкие скопления лейкоксена. В отдельных случаях количество гематита заметно возрастает, и порода макроскопически приобретает красноватый цвет. Под микроскопом в ней видно, что гематит вместе с другими минералами заполняет интерстиции между псевдоморфозами кварца по сферолитам. Довольно редко под микроскопом обнаруживаются мелкие зерна пирита, а в северной части месторождения — также и сфалерита. Около зерен пирита и сфалерита ясно видны скопления лепестков серицита и кварца.

В северной части месторождения (Старый Сибай) изредка отмечалась окварцеванная разновидность кварцевых альбитофиров с относительно слабо хлоритизированной и серицитизированной основной массой, но с полными псевдоморфозами агрегатного прозрачного кварца по идиоморфным зернам полевых шпатов.

3. Кварцево-серицитовые и хлоритовые породы, всегда содержащие вкрапленность сульфидов, составляют третью разновидность метаморфизованных пород. Структура этих пород носит лишь следы реликтовой и в основном определяется новообразованиями серицита, кварца и сульфидов. Породы серицит-хлоритового состава с пиритом наблюдаются также довольно часто, но все же реже, чем кварцево-серицитовые (с пиритом). Кварцево-серицитовые породы с вкрапленностью пирита и с реликтами порфинового кварца встречаются обычно на расстоянии 2—6 м от рудного тела. Лишь изредка они распространяются на большие расстояния (до 20—30 м) от рудного контакта. Весьма часто в



рассматриваемых породах встречается ясно различимая реликтовая обломочно-туфовая структура. Макроскопический просмотр зерна и микроскопическое изучение согласно показывают, что в зальбандах оруденению и серицитизации подверглись вулканические обломочные породы как с крупными обломками (10—30 см и больше), так и алевритовые туфы.

Хлоритовые породы иногда состоят из одного хлорита, иногда же имеют хлорит-кварцевый состав и полосчатое (лизовидное) расположение агрегатов этих минералов. При этом как хлоритовая масса, так и кварцевая обнаруживают неясную сланцеватость и иногда, кроме пирита, заключают порфириновые выделения альбита, частично замещенные хлоритом. Пирит среди хлорита образует ограниченные комбинационные формы [видимо (210) с (111), быть может и с (100), так как преобладают шестигранники и заметны грани, отвечающие этим комбинациям]. Размер кристалликов пирита колеблется от 0,02 до 0,2 мм, что затрудняет их исследование. Изредка наблюдается срастание зерен пирита в агрегаты. Интересно, что все зерна пирита в немногих изученных шлифах хлоритовой породы были одеты в рубашку из тонких листочков серицита, располагающихся параллельно граням пирита.

Наиболее ранним метаморфическим минералом является, повидимому, эпидот, а наиболее поздним — кальцит, секущий нередко в виде жилок поля серицита. Серицит выделился позже некоторой части хлорита, так как он его иногда рассекает и, как будто, замещает. С другой стороны, хлорит иногда ясно сопровождает кальцит, что наводит на мысль о длительном периоде его образования или образования в несколько приемов. Серицит и кварц в некоторых случаях отчетливо моложе пирита и сфалерита, так как образуют удлиненные венчики около этих минералов. В слегка сланцеватых разностях породы серицит и кварц располагаются в «тених давления» около пирита и сфалерита.

#### Заключение к петрографической характеристике рудовмещающих горных пород

Кварцевые альбитофиры Сибая по своей петрографической характеристике и по метаморфическим изменениям в них стоят очень близко, с одной стороны, к кварцевым альбитофирам Учалов, и с другой, — к кварцевым кератофирам Блявы, образуя ранее неизвестное промежуточное звено между ними. Наиболее существенная составная часть кварцевых альбитофиров — сферолиты — в Бляве состоят из тонких неразложенных полевошпатовых волокон. В Учалах подобного рода образования отсутствуют, будучи целиком замещены кварцем или альбитом. В Сибаяе первичные полевошпатово-кварцевые сферолиты тоже целиком замещены кварцем и в этом отношении они близко стоят к кварцевым альбитофирам Учалов. В кварцевых альбитофирах Сибая изредка наблюдаются вторичные прозрачные кварцевые сферолиты, связанные, повидимому, с окварцеванием и раскристаллизацией опаловых масс. Аналогичные образования отмечаются в породах Яман-Касы на Бля-

ве. Точно так же тонкозернистые агрегатные выделения серицита в кварцевых альбитофирах Сибая очень близко стоят к еще более тонким, уже трудно определяемым, выделениям этого минерала в Яман-Касах. Выделения серицита в Учалах носят гораздо более крупнозернистый характер и, повидимому, обусловлены метаморфизмом. Общий облик зеленокаменной толщи Сибая напоминает, пожалуй, ближе Бляву, чем Учалы. Здесь так же, как и на Бляве, встречаются диабазы с сильно удлиненными очень характерными зернами слегка фиолетового авгита. На Бляве в этих диабазах очень часто можно наблюдать зональный основной плагиоклаз, в то время как в Сибаяе аналогичные диабазы обычно нацело альбитизированы. Из всех шлифов диабазов лишь в одном (скважина № 57, глубина 307 м) был встречен свежий зональный основной плагиоклаз. В Сибаяе значительно распространены спилиты и спилитовые обломочные породы, напоминающие Блявинские, в то время как в Учалах эти породы отсутствуют. Спилиты Сибая по сравнению с прекрасно сохранившимися спилитами Блявы выглядят сильно метаморфизованными. В них пока не удается разграничить автометаморфический процесс альбитизации, приведшей к образованию собственно спилитов, от процессов последующего рудного и регионального метаморфизма.

#### IV. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

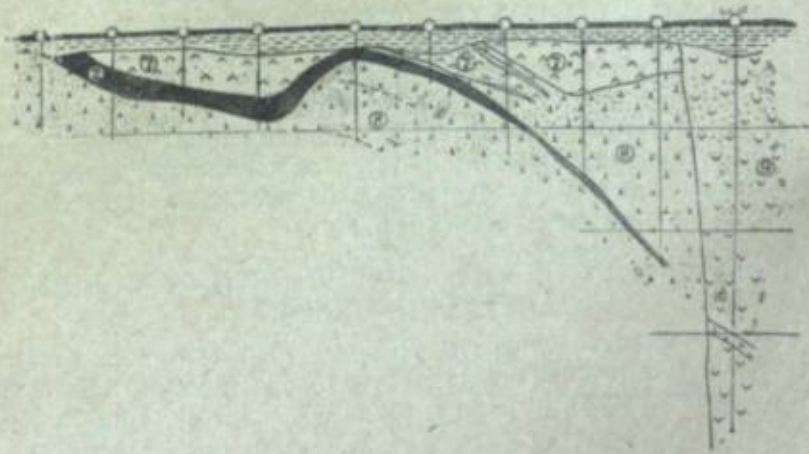
Геологические особенности формы Сибайского месторождения сейчас могут быть охарактеризованы только в самом общем виде, почти исключительно по данным буровых скважин. Горные работы вскрыли месторождение пока еще на очень маленьких участках, не дающих представления ни об общей форме рудных залежей, ни, тем более, о деталях их строения. Опыт интерполяции разведочных данных соседних буровых скважин показывает, что в одних случаях рудные интервалы увязываются вполне удовлетворительно, в других же встречаются большие трудности, указывающие на сложные и неправильные контуры рудных тел. Субъективные представления о форме рудных залежей до надлежщего развития горно-разведочных работ не представляют научного интереса и здесь не излагаются.

Сибайское месторождение имеет большие размеры; его длина по простиранию превышает 1,5 км при очень большой мощности. На глубину руда прослежена до 350 м, причем ясного выклинивания руды пока не установлено. Месторождение имеет три выхода на дневную поверхность, соединенные между собой тонкими «проводниками» руды и прикрытые железными шляпами. Самый северный выход месторождения на поверхность был открыт в 1940 г. электроразведкой и оконтурен сейчас несколькими шурфами, показавшими пластообразную залежь вкрапленных и бедных серноколчеданных руд. Средний выход рудной залежи на поверхность (отвечающий также северной части месторождения) является самым большим по площади распространения железной



шляпы. Сульфидное тело на этом участке, именуемом теперь Старым Сибаям, имеет пологое, иногда почти горизонтальное пластообразное залегание и подчинено контактам кварцевых альбитофиров, спилитов и их туфов. Иногда залежь состоит здесь из двух параллельных пластов. В северо-восточной части месторождения обнаруживается восточное падение и, повидимому, быстро выклинивается.

Иную форму сульфидного тела имеют центральная и южная части месторождения в пределах так называемых Восточного и Нового Сибая. На Восточном Сибаяе, который правильнее было бы назвать Центральным Сибаяем, в 1943 г. был открыт большой раздув рудного тела.



Фиг. 2. Схематичный геологический разрез с пологим контактом спилитовой и альбитофировой толщ.

В правой части разреза виден крутой контакт альбитофира с толщей порфириновых туфов. 2—пирит с малой примесью халькопирита и сфалерита; 7—спилиты и спилитовые обломочные породы; 8—кварцевые альбитофиры, их брекчии и туфы; 9—туфы порфиринов; горизонтальные штрихи—глины. Точками обозначена вкрапленность пирита. По материалам А. Х. Иванова.

Это огромное рудное скопление, ранее известное лишь в своей верхней менее мощной части, быстро выклинивается по восставию, достигая дневной поверхности лишь в виде прослоя перебойно-вкрапленных руд. Южнее Восточного Сибая, между ним и Новым Сибаяем, буровые скважины пересекали по несколько, повидимому, параллельных рудных прослоев сравнительно небольшой мощности. На Новом Сибаяе в районе ныне разрабатываемого карьера буровые скважины обнаружили штокообразное сульфидное скопление огромной мощности. С востока оно перекрывается толщей альбитофира и спилитовых обломочных пород, а с запада ограничено крутым, почти вертикальным контактом, имеющим, вероятно, тектоническое дорудное происхождение (фиг. 3). На глубине 180—280 м западный крутой контакт сменяется пологим, иногда почти горизонталь-

ным, отвечающим лежащему боку месторождения. Характер сопряжения этих двух, иногда почти перпендикулярных, поверхностей контактов сейчас неясен. Возможно, что мы имеем здесь подтверждение высказанного акад. А. Н. Заварицким еще в 1941 г. предположения о подчиненности формы Сибайского месторождения сочетанию крутых тектонических трещин и пологих поверхностей запластования туфов, вулканических брекчий и лав. При разведке месторождения мы часто сталкивались с его двумя противоположными морфологическими особенностями: с одной сторо-



Фиг. 3. Схематичный геологический разрез с крутым восточным падением эффузивных толщ.

1—пирит с ковеллином и дигенитом; 2—пирит с халькопиритом и сфалеритом; 3—пирит со сфалеритом; 4—пирит и пирит с кварцем; 5—пирит с халькопиритом и пирротинном; 6—брекчии, частично замещенные сульфидами; 7—спилитовые обломочные породы; 8—кварцевые альбитофиры, их брекчии и туфы.

ны, очень большие рудные раздувы неожиданно и быстро обрывались, а с другой,—тонкие прослои руды, связанные с обломочными горизонтами, прослеживались на сотни метров почти без изменения своей мощности и состава. Так, например, следуя от карьера к северу, можно по буровым скважинам установить резкий обрыв огромной мощности рудного тела, отмечаемого под карьером. В разведочном профиле, расположенном в 50 м на север от карьера, руда оказывается смещенной на восток почти на 100 м. При этом вместо одного огромного рудного тела здесь устанавливается несколько сравнительно тонких рудных прослоев, заключенных среди кварцевых альбитофира и их туфов.

К югу от карьера мощная единая рудная залежь разбивается на два постепенно выклинивающихся пластообразных рудных тела. Насколько можно судить по буровым скважинам, они и здесь имеют восточное падение и крутой обрыв с запада, вследствие чего не выходят на дневную поверхность.



Таким образом, в Сибайском месторождении мы видим большое разнообразие морфологических особенностей, свойственных как пластовым, так и штоковым месторождениям.

В настоящее время преждевременно решать вопрос о причинах неожиданных и тупых окончаний рудных тел, которые наблюдались как по простиранию, так и по восстанию. Не исключена возможность, что здесь мы сталкиваемся с проявлениями тектоники, характер которой еще далеко не ясен вследствие малой обнаженности района месторождения. Только широкое развитие горных работ позволит установить особенности контактов рудного тела с вмещающими горными породами и причины резких, и иногда неожиданных, изменений мощности.

## МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОЛЧЕДАНА В ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЯ

### 1. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОЛЧЕДАНА<sup>1</sup>

#### Предшествующие исследования

Первые очень неполные сведения о минералогии сибайских колчеданов имеются в отчете Геолкома за 1926—1927 гг., где П. М. Татарниновым приводятся данные о горно-разведочных работах на этом месторождении и о вмещающих руду горных породах. Из непрозрачных минералов указывается пирит, халькопирит, ковеллин и медная чернь.

Подробнее о минералогии сибайских руд сообщает А. Х. Иванов, который в отчете за 1931 г. сообщает нижеследующие данные.

Основным минералом руд является пирит, встречающийся в форме кубиков и метаколлоидных образований неясного генезиса. Кроме пирита, отмечаются сфалерит, халькопирит, теннантит и свинцовый блеск, ксеноморфные по отношению к пириту. Иногда отмечается арсениопирит в виде идиоморфных кристалликов. В зоне сульфидного обогащения развит ковеллин и сажистые образования, примерно, в равных количествах.

В то время, когда проводил исследование А. Х. Иванов, была известна только северная часть месторождения, именуемая теперь Старым Сибаям, и горные работы вскрывали руды зоны обогащения лишь вблизи лежащего бока месторождения, где имеют широкое распространение оруденелые брекчии. В силу этого общие представления А. Х. Иванова о рудах Сибая были весьма ограниченными так же, как и представления последующих исследователей (А. А. Амирасланов, С. А. Юшко и др.).

Вторым заслуживающим внимания исследованием сибайских руд является работа С. А. Юшко [35], устанавливающая в рудах, кроме минералов, указанных ранее А. Х. Ивановым, борнит, халькозин и куприт. Все эти минералы, по С. А. Юшко, встречаются только в зоне супергенного обогащения, причем халькозин образует твердые растворы с ковеллином и каемки на этом минерале. Куприт встречается в виде вростков в халькозине. Коллоформный пирит, по С. А. Юшко, образовался путем замещения халцедона

<sup>1</sup> Под термином «колчедан» мы ведем в соответствии с установившейся практикой подразумеваем минеральный агрегат, состоящий в значительной степени из пирита и других сульфидов.



и радиальнолучистых агрегатов эпидота. Кроме метаколлоидного пирита, С. А. Юшко отмечает крупнокристаллический пирит кубического габитуса, возникающий в результате перекристаллизации тонкозернистого. С. А. Юшко указывает на сильную раздробленность пирита и считает, что процесс рудоотложения проходил в четыре фазы, последние из которых — супергенная.

Следующей работой по минералогии Сибая, написанной в 1940 г., было исследование Цгинцветмета по разработке схемы обогащения сибайских руд. Исследованию были подвергнуты руды из шахт Старого Сибая. В минералогической части отчета Цгинцветмета кратко описываются те же минералы, что и у предыдущих исследователей, за исключением борнита, арсениопирита и теннантита. Два первых минерала в отчете Цгинцветмета не упоминаются совсем, а третий — описан как блеклая руда. В числе нерудных минералов отмечается ортоклаз, не подтвердившийся нашими исследованиями.

В том же 1940 г. был написан отчет о геологических исследованиях в районе Сибая сотрудником ВИМС Ф. И. Ковалевым, работавшим здесь с перерывами в течение нескольких лет. В отчете приводятся по минералогии лишь самые краткие сведения — почти одно перечисление рудных и жильных минералов Старого и Нового Сибая. В числе их отмечается теннантит, медная зелень, медная синь и ярозит. Ф. И. Ковалев пишет: «Характерной особенностью минералогического состава сибайской колчеданной руды является присутствие в ней значительных количеств первичного марказита» (подчеркнуто мною — С. И.). Повидимому, Ф. И. Ковалев принял так же, как и минералог Механобра (см. ниже), коллоформный пирит за марказит.

Осенью 1941 г. С. Н. Иванов бегло просмотрел небольшое число полированных шлифов, что послужило основанием для очень краткой минералогической характеристики руд Сибая, представленной вместе с первым подсчетом запасов в ВКЗ. Позже эта краткая характеристика была дополнена подробными микроскопическими наблюдениями над ядрами буровых скважин и повторена для нового подсчета запасов. В этой записке в числе новых для Сибая минералов называется магнетит, пирротин и железистый карбонат. Указывается на сильное распространение коллоформных образований и крустификационных текстур.

В 1943 г. Механобром было произведено исследование обогатимости руд Нового Сибая. Отчет Механобра сопровождался кратким минералогическим описанием минералогии Сибая. Необходимо отметить, что минералог Механобра повторил ошибку Ф. И. Ковалева и принял широко распространенный в месторождении пирит коллоформной структуры за марказит.

#### Гипогенная и супергенная зональность в месторождении

Гипогенная зональность. В северной части месторождения, где рудные залежи имеют пластообразное залегание с зна-

чительным распространением брекчиевидных перебойно-вкрапленных руд, колчедан имеет пониженное содержание пирита, халькопирита, и, повидимому, сидерита. Зато здесь в больших количествах, чем в южной части месторождения, встречается кварц, серицит, хлорит и отчасти сфалерит. В перебойно-вкрапленных рудах содержится также много альбита и каолиновых продуктов его супергенного разрушения.

В средней (Восточный Сибай) и южной (Новый Сибай) частях месторождения, где рудная залежь представлена огромными штокообразными массами колчедана, отмечается в общем повышенное содержание пирита и халькопирита. Минералы рудной залежи здесь проявляют стремление к пространственной локализации и образуют закономерно расположенные обогащенные зоны. Вверху и у всячего бока колчедан сильно обогащен халькопиритом и сфалеритом. Халькопирит и сфалерит встречаются то вместе, то образуют крупные скопления с преобладанием одного из этих минералов. Содержание указанных минералов в обогащенных участках достигает 30—50% массы колчедана. В центральных частях рудных тел сосредоточены большие скопления серниго колчедана. Пирит образует здесь почти мономинеральные массы, составляя до 95% от веса. На глубине у лежащего бока месторождения отмечается сильное обогащение халькопиритом. Одновременно появляется в значительных количествах пирротин, сидерит, отчасти магнетит. Кварц и особенно сфалерит здесь встречаются редко и в очень малых количествах.

Таким образом, в Сибайском месторождении наблюдаются те же тенденции в распределении минералов, что и во многих других крупных колчеданных месторождениях Урала: концентрация пирита в центрах мощных залежей и обогащение их краевых частей халькопиритом и сфалеритом. Сфалерит имеет преимущественное распространение вверху и у всячего бока.

Супергенная зональность. Выход месторождения на дневную поверхность, происшедший, повидимому, еще в мезозое, обусловил окисление верхних частей месторождения и создал вертикальную супергенную зональность. Так же, как и на других уральских колчеданных месторождениях, здесь имеется зона полного окисления, зона полного и частичного выщелачивания и зона сульфидного обогащения. Супергенные изменения в Сибайе, к сожалению, никем не изучались, поэтому ниже приводится самая краткая их характеристика, основанная на данных полевых наблюдений.

Выходы месторождения на дневную поверхность покрыты глинисто-галечниковыми отложениями, мощностью 2—10 м. Только в северо-западной части месторождения бурые железняки в виде крупных глыб выходят на поверхность. В южной части месторождения в районе Ново-Сибайского карьера рыхлые покровные отложения имеют мощность 2,5—3 м. Нижний слой галечниково-глинистых отложений, окрашенный в красный цвет, содержит от-



дельные куски бурого железняка. Под красными глинами с галей яшм и кусками бурого железняка залегает двухметровый слой нецементированных гидроокислов железа малиново-фиолетовых, бурых и красных окрасок. Эти рыхлые образования, включающие куски очень пористой легкой окисленной породы, в своей нижней части приобретают светложелтые тона и чередуются с горизонтальными прослоями воздреватого бурого железняка. Ниже залегает слой крепкого лимонита шоколадного цвета. Лимонит, несмотря на многочисленные мелкие пустотки, отличается от выше и ниже лежащих слоев монолитностью и значительным удельным весом. Он имеет хорошее промышленное содержание золота и серебра, в то время как вышележащие рыхлые образования содержат благородные металлы в меняющихся количествах. На глубине 7—8 м крепкий шоколадный бурый железняк быстро переходит в рыхлые желтые охристо-кремнистые массы, которые ниже совершенно теряют гидроокиси железа и превращаются в кремнистые прочные образования зоны полного выщелачивания. Невооруженным глазом в этих кремнистых образованиях хорошо видны среди тонкозернистой пористой кремнистой массы крупные (до 2—3 см) кристаллы кварца в форме удлиненных призм, на концах ограниченных ромбоэдрами. Под микроскопом видно, что порода состоит из чрезвычайно неравнозернистого агрегата кварца и, по видимому, халцедона. Наряду с тончайшими агрегатами халцедона видны очень крупные, хорошо ограниченные, кристаллы кварца. Кремнистые образования зоны полного выщелачивания имеют вертикальную мощность 0,10—0,25 м и снизу подстилаются сыпучкой пирита. Благодаря своей относительной прочности кремнистые образования имеют характер плиты, лежащей на контакте сыпучего колчедана и рыхлой железной шляпы. На руднике описываемые кремнистые образования называют кремнистой плиткой. Интересно, что кремнистая плитка на южном выходе месторождения, где она теперь полностью отработана, содержала исключительно много благородных металлов. Серебро было обнаружено в свободном состоянии<sup>1</sup>.

Кроме гидроокисей железа и кремнезема в зоне окисления, обнаружен ярозит (?) и гипс. Следует отметить, что при выпаривании шламов цинковой стружки на Сибайском перколяционном заводе, перерабатывающем железную шляпу из южного выхода месторождения, обнаружена металлическая ртуть, происхождение которой пока не ясно.

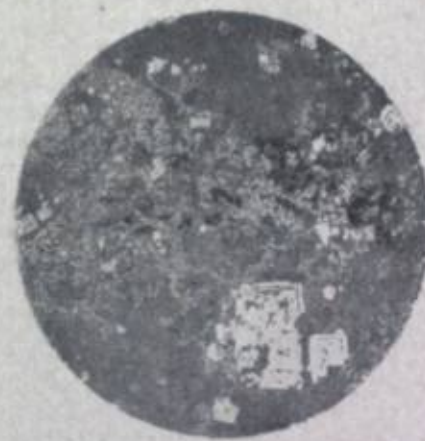
Сыпучка пирита вертикальной мощностью до 1 м ниже переходит в зону вторичного сульфидного обогащения. В зоне сульфидного обогащения, руды которой описаны ниже (см. «ковеллиновый колчедан»), преобладает ковеллин и дигенит, а также встречаются куприт (?), борнит и оранжево-борнит (?). Зона супер-

<sup>1</sup> По сообщению проф. С. А. Вахромеева (1946 г.), им обнаружена в кремнистой плитке Сибай китоварь.

генного обогащения имеет вертикальную мощность всего только 10—15 м, что для колчеданных месторождений Урала является необычным. В связи с этим интересно отметить, что грунтовые воды, поступающие в Сибайский карьер из небольших полостей в колчедане, столь мало минерализованы, что употребляются для питья рабочими и техническим персоналом. Автору неизвестны среди колчеданных месторождений Урала аналогичные примеры.

### Структурные особенности руд

Прежде чем приступить к характеристике структурных и текстурных особенностей некоторых типов колчеданных руд, целесообразно отметить те особенности руд, которые являются общими для всех их. К числу таких особенностей в первую очередь относится неравнозернистость минеральных агрегатов. Уже невооруженным глазом в забоях карьера и кернах буровых скважин хорошо видно, что рядом с рудами, сложенными крупными кристаллическими зернами пирита, размером в 5—10 мм, встречаются тонкозернистые сфалитовые агрегаты, состоящие также из пирита.



Фиг. 4. Две генерации пирита: крупные кристаллы и тонкозернистые агрегаты. Темный фон — кварц. Протравлено азотной кислотой с фтористым кальцием. Сибай, скваж. № 153, глубина 221 м.  $\times 70$ .

Нередко среди тонкозернистых агрегатов пирита и медного колчедана отмечаются крупные, хорошо ограниченные вкрапленники пирита, размером до нескольких сантиметров. Под микроскопом неравнозернистость руды часто выглядит еще более отчетливо: в пределах одного поля зрения микроскопа можно видеть резкие контрасты в размерах зерен (фиг. 4). Особенно большие вариации в размерах зерен и в формах структур дает пирит, являющийся главным рудным минералом. Неравнозернистость руд и сильно ме-



няющийся характер структур как в пределах небольших участков, так и огромных колчеданных блоков сильно осложняет исследование, описание и установление технологических свойств руды. Необходимо очень осторожно и продуманно отбирать валовые пробы для выработки схемы обогащения.

Второй особенностью, общей почти для всех типов сибайских руд, является их заметная кавернозность. Размеры отдельных каверн измеряются чаще всего единицами миллиметров или их долями, хотя нередко встречаются пустоты до 2—3 см. Кавернозные пустоты не следует смешивать с трещинами выщелачивания, иногда встречающимися в верхних частях месторождения. Нередко каверны бывают очень мелкими, и тогда можно говорить о пористости руд. Очень часто каверны кристифицированы пиритом, а иногда сидеритом, который нередко целиком заполняет все пространство между кристифицированными пиритом стенками. В серноколчеданных рудах, где зерна и сростки кристалликов пирита ничем не цементированы, пористость и кавернозность обуславливают низкую механическую прочность руд. Это обстоятельство имеет практические последствия, так как обуславливает истирание зерна при бурении и измельчение руды при добыче, столь нежелательное для металлургов. Значительный выход рудной мелочи, отмечающийся сейчас при горных работах в карьере, обусловлен своеобразными текстурными особенностями (кавернозностью, кристификацией и коллоформным строением), а не трещиноватостью. Последняя в карьере хотя и наблюдается довольно отчетливо, но по интенсивности своего проявления не может определить особых технологических свойств руды.

Вторым существенным следствием кавернозности руд может явиться их несколько пониженный удельный вес в целике (объемный вес). Вопрос этот не изучен и весьма возможно, что удельный вес в целике некоторых сортов сибайских руд окажется пониженным на 10—20% против аналогичных руд среднеуральских месторождений.

Третьей особенностью, характерной для большинства типов сибайских руд, является очень сильное распространение в них коллоформных структур и обломочного строения. Эта особенность будет подробно рассмотрена ниже при характеристике некоторых интересных в научном отношении типов колчедана и отдельных минералов.

Пористый колчедан, состоящий почти из одного пирита

Пористый серный колчедан залегает как в пределах Ново-Сибайского, так и Восточно-Сибайского участков. Он неизменно пересекался скважинами под колчеданом, содержащим халькопирит и сфалерит. Снизу пористый колчедан либо подстилается богатым медистым колчеданом, либо переходит в плотный окварцованный серный колчедан, сменяющийся, в свою очередь, еще глубже медистым колчеданом.

Колчедан описываемого типа характеризуется исключительно малой прочностью, вследствие чего при бурении разведочных скважин он почти совершенно не дает выхода зерна, нацело раскрашиваясь на забое. При сухих затирках буровой коронкой удается поднимать лишь очень небольшие куски непрочного пористого колчедана. Немногочисленные кусочки зерна, которые с трудом были подняты при бурении скважины № 113 и № 115, при исследовании их под микроскопом и под бинокулярной лупой обнаруживают многочисленные мелкие пустоты до нескольких миллиметров в диаметре, усеянные по стенкам хорошо образованными пентагон-додекаэдрами пирита размером 1—2 мм. Основная масса пирита в этих образцах, предварительно сцементированных канифолью и отполированных, под микроскопом состоит почти из одних полигональных зерен пирита размером большей частью 0,2—0,3 мм. Реже встречаются более мелкозернистые агрегаты, в которых появляются кристификационные пустотки и жилки, усеянные сравнительно крупными кристаллами пирита. Нередко руда имеет заметную трещиноватость. В этом случае под микроскопом можно видеть трещины, пересекающие зерна пирита и разбивающие их иногда на остроугольные части.

В некоторых случаях в описываемом типе серноколчеданных руд между зернами пирита появляется халькопирит и иногда цинковая обманка, всегда сопровождаемая мелкозернистым пиритом. При значительных количествах халькопирита или цинковой обманки описываемые руды переходят в медистый или цинковистый колчеданы, образующие в некоторых участках неправильные блоки среди серноколчеданных руд.

Следует отметить, что в пористых серноколчеданных рудах обычно не удавалось под микроскопом обнаружить типичных коллоформных структур, в то время как в других типах руд они встречаются часто, или даже являются главной структурой руды. Напротив, в пористых серноколчеданных рудах нередко встречались грубозернистые агрегаты пирита с размерами отдельных кристаллических зерен до 3—8 мм.

#### Плотный серный колчедан

Плотный серный колчедан значительно распространен в Сибайском месторождении и залегает в более глубоких частях месторождения, ближе к лежащему боку. Нередко снизу его подстилает богатый медистый колчедан, а кверху плотный серный колчедан переходит в пористый колчедан.

Минералогический состав плотного серного колчедана характеризуется наличием, кроме главного минерала — пирита, заметных количеств кварца и сидерита. Кроме того, в небольших количествах часто отмечаются: халькопирит, магнетит и кальцит. Сфалерит в этом типе руд встречается реже, чем в предыдущем.

Под микроскопом видно, что колчедан отличается большой структурной пестротой и неодинаковым размером зерен пирита. Наряду с плотными агрегатами зерен пирита размером 0,1—0,3 мм посто-



ивно встречаются значительно более мелкие и даже тонкие агрегаты зерен пирита с ясным коллоформным рисунком. Во многих случаях руда в полировке состоит из агрегата зерен пирита, совершенно такого же, как и в пористом серном колчедане, описанном выше. Разница заключается лишь в том, что зерна здесь обычно цементированы сидеритом или кварцем. Очень часто крупнозернистый пирит обрастает со всех сторон замкнутую коллоформную структуру, состоящую из тонкозернистого пирита. Иногда отмечаются трещины и раздробленность зерен пирита. Нередко в значительных количествах появляется кварц и карбонат, реже — щипковая обманка. В этих случаях строение руды обычно приобретает коллоформное тонкоккружевное строение. Тончайшие концентрически-зональные рисунки пирита выступают на фоне кварца или сфалерита и нередко сопровождаются крупными отдельными кристаллическими зернами пирита, резко выделяющимися на тонкозернистом фоне. Встречается также мельниковит-пирит, неправильные скопления которого иногда обрастают венчиками пирита.

Как на малораспространенный подтип серного колчедана нужно указать на пирротинно-сидеритовые руды, встреченные скважиной № 121 и № 128, вторая из которых пересекла в лежащем боку рудного тела серный колчедан со значительным количеством мельниковит-пирита, сидерита, хлорита и пирротина.

#### Крупнозернистый колчедан со сфалеритом

Крупнозернистый колчедан со сфалеритом тесно связан с пористым серным колчеданом, отличающимся, как указывалось выше, сравнительно крупнозернистым строением (зерна 0,2—0,5 мм в диаметре) и заметной пористостью. В некоторых случаях в таком серном колчедане можно наблюдать разветвляющиеся жилы и жилки, состоящие из симметрично расположенных зональных тонких, как бы натечных образований пирита и сфалерита. Ширина жилок сильно варьирует (от 5—10 см до 1 мм и менее). Ширина отдельных тонких слоев пирита и сфалерита в жилках колеблется от нескольких миллиметров до 0,1 мм и даже меньше. Средний размер зерен пирита в жилках — сотые доли миллиметра, сфалерита — чаще единицы десятых долей миллиметра. Нередко в таких жилках в небольших количествах отмечается халькопирит, образующий как самостоятельные выделения, размером в десятые доли миллиметра, среди пирита и сфалерита, так и тончайшие (тысячные доли миллиметра) прорастания в сфалерите. В некоторых случаях, как, например, нередко в ядрах скважины № 153, среди мелкозернистого пирита в значительных количествах отмечаются кристаллические зерна арсенопирита размером около 0,05 мм. Иногда встречается также в незначительных количествах сидерит.

#### Тонкозернистый колчедан со сфалеритом и кварцем

Тонкозернистый колчедан со сфалеритом и кварцем занимает совершенно определенное геологическое положение в строении

рудной залежи. Он залегает, главным образом, в верхней восточной части у висячего бока месторождения (см. фиг. 3).

При рассматривании описываемого колчедана невооруженным глазом обращает на себя внимание либо сильное развитие коллоформных структур и тонких «ленточно-натечных» образований (фиг. 5, 6), либо своеобразная пятнистая неясно брекчиевидная



Фиг. 5 и 6. Полированный штупф колчедана с грубоколлоформной структурой.

В правой части штупфа видно пересечение сфалеритовой коллоформной полоски с зональной пирит-сфалеритовой жилкой, имеющей также грубоколлоформный вид. На фиг. 6 сфотографированы детали коллоформного строения при увеличении в 10 раз. Светлое — пирит, темное — сфалерит. Сибай, скважина № 114, глубина 36 м.

текстура. При этом отдельные округлые поля-пятна слагаются целиком из плотного темного сфалерита. «Коллоформно-натечное» строение встречается несравненно чаще, в то время как брекчиевидная текстура наблюдается преимущественно у контактов с боковой породой.

Описываемый колчедан под микроскопом обыкновенно обнаруживает обилие тонко-зональных, как бы натечных текстур и часто ясные коллоформные образования пирита на фоне кварца или сфалерита, иногда хорошо заметные даже невооруженным глазом. Нередко встречаются глобулярные выделения пирита и мельниковит-пирит, обросший с поверхности тонкозернистыми выделениями пирита. Пирит обыкновенно наблюдается в двух формах: в виде крупнозернистого — с диаметром кристаллических зерен 0,02—0,2 мм и в виде тончайших агрегатов, глобулей и мельниковит-пирита. Зернисто-кристаллическая структура тончайших агрегатов пирита и мельниковит-пирита находится за пределами разрешающих возможностей микроскопа. Большая часть пирита более или менее хорошо отделена от сфалерита в виде самостоятельных зерен, но небольшая его доля в виде тонко-коллоформных сростаний очень тесно врастает в сфалерит.



явно встречаются значительно более мелкие и даже тонкие агрегаты зерен пирита с ясным коллоформным рисунком. Во многих случаях руда в полировке состоит из агрегата зерен пирита, совершенно такого же, как и в пористом серном колчедане, описанном выше. Разница заключается лишь в том, что зерна здесь обычно цементированы сидеритом или кварцем. Очень часто крупнозернистый пирит обрастает со всех сторон замкнутую коллоформную структуру, состоящую из тонкозернистого пирита. Иногда отмечаются трещины и раздробленность зерен пирита. Нередко в значительных количествах появляется кварц и карбонат, реже — цинковая обманка. В этих случаях строение руды обычно приобретает коллоформное тонкокружевное строение. Тончайшие концентрически-зональные рисунки пирита выступают на фоне кварца или сфалерита и нередко сопровождаются крупными отдельными кристаллическими зернами пирита, резко выделяющимися на тонкозернистом фоне. Встречается также мельниковит-пирит, неправильные скопления которого иногда обрастают венчиками пирита.

Как на малораспространенный подтип серного колчедана нужно указать на пирротинно-сидеритовые руды, встреченные скважиной № 121 и № 128, вторая из которых пересекла в лежащем боку рудного тела серый колчедан со значительным количеством мельниковит-пирита, сидерита, хлорита и пирротина.

#### Крупнозернистый колчедан со сфалеритом

Крупнозернистый колчедан со сфалеритом тесно связан с пористым серным колчеданом, отличающимся, как указывалось выше, сравнительно крупнозернистым строением (зерна 0,2—0,5 мм в диаметре) и заметной пористостью. В некоторых случаях в таком серном колчедане можно наблюдать разветвляющиеся жилы и жилки, состоящие из симметрично расположенных зональных тонких, как бы натечных образований пирита и сфалерита. Ширина жилок сильно варьирует (от 5—10 см до 1 мм и менее). Ширина отдельных тонких слоев пирита и сфалерита в жилках колеблется от нескольких миллиметров до 0,1 мм и даже меньше. Средний размер зерен пирита в жилках — сотые доли миллиметра, сфалерита — чаще единицы десятых долей миллиметра. Нередко в таких жилках в небольших количествах отмечается халькопирит, образующий как самостоятельные выделения, размером в десятые доли миллиметра, среди пирита и сфалерита, так и тончайшие (тысячные доли миллиметра) прорастания в сфалерите. В некоторых случаях, как, например, нередко в ядрах скважины № 153, среди мелкозернистого пирита в значительных количествах отмечаются кристаллические зерна арсениопирита размером около 0,05 мм. Иногда встречается также в незначительных количествах сидерит.

#### Тонкозернистый колчедан со сфалеритом и кварцем

Тонкозернистый колчедан со сфалеритом и кварцем занимает совершенно определенное геологическое положение в строении

рудной залежи. Он залегает, главным образом, в верхней восточной части у висячего бока месторождения (см. фиг. 3).

При рассматривании описываемого колчедана невооруженным глазом обращает на себя внимание либо сильное развитие коллоформных структур и тонких «ленточно-натечных» образований (фиг. 5, 6), либо своеобразная пятнистая неясно брекчиевидная



Фиг. 5 и 6. Полированный штурф колчедана с грубоколлоформной структурой.

В правой части штурфа видно пересечение сфалеритовой коллоформной полоски с зональной пирит-сфалеритовой жилкой, имеющей также грубоколлоформный вид. На фиг. 6 сфотографированы детали коллоформного строения при увеличении в 10 раз. Светлое — пирит, темное — сфалерит. Сибай, скважина № 114, глубина 36 м.

текстура. При этом отдельные округлые поля-пятна слагаются целиком из плотного темного сфалерита. «Коллоформно-натечное» строение встречается несравненно чаще, в то время как брекчиевидная текстура наблюдается преимущественно у контактов с боковой породой.

Описываемый колчедан под микроскопом обыкновенно обнаруживает обилие тонко-зональных, как бы натечных текстур и часто ясные коллоформные образования пирита на фоне кварца или сфалерита, иногда хорошо заметные даже невооруженным глазом. Нередко встречаются глобулярные выделения пирита и мельниковит-пирит, обросший с поверхности тонкозернистыми выделениями пирита. Пирит обыкновенно наблюдается в двух формах: в виде крупнозернистого — с диаметром кристаллических зерен 0,02—0,2 мм и в виде тончайших агрегатов, глобулей и мельниковит-пирита. Зернисто-кристаллическая структура тончайших агрегатов пирита и мельниковит-пирита находится за пределами разрешающих возможностей микроскопа. Большая часть пирита более или менее хорошо отделена от сфалерита в виде самостоятельных зерен, но небольшая его доля в виде тонко-коллоформных сростаний очень тесно врастает в сфалерит.



Кроме пирита и сфалерита в описываемом колчедане почти всегда имеется в небольших количествах халькопирит, а вблизи поверхности, на глубине 20—15 м,—и ковеллин, который образует хорошо выраженные каемки на зернах и жилках сфалерита, отчетливо замещая его. Халькопирит наблюдается в описываемом колчедане в трех формах одновременно, или (реже) в одной какой-либо из них. Во-первых, он образует тонкие мелкие прожилочки и неправильные включения размером в 0,5—0,1 мм, редко крупнее, среди других минералов—чаще всего в пирите. Во-вторых, халькопирит располагается в виде удлиненных зерен размером в 0,01—0,02 мм между кристаллическими индивидами сфалерита (размер последних около 0,1 мм) и, наконец, в-третьих,—прорастает в виде тончайших зернышек (0,001 мм) кристаллические зерна сфалерита. Количество халькопирита, тонко сростшегося с сфалеритом, редко превышает одну пятую всей массы последнего.

Колчедан с халькопиритом и сфалеритом залегает главным образом в верхней части месторождения и характеризуется обильным развитием грубо коллоформных, как бы натечных, текстур, образованных, главным образом, пиритом, тонко переслаивающимся в почковидных образованиях с халькопиритом и реже со сфалеритом. Сфалерит часто образует вместе с тонкозернистым пиритом неправильные симметрично-зональные жилки, пересекающие массу пирита и халькопирита. В значительных количествах отмечаются мелкие пустоты, выполненные иногда железистым карбонатом или кварцем. Главный минерал—пирит—встречается как в зернистых агрегатах, так и в коллоформных узорчатых почковидно-зональных образованиях. Халькопирит образует неправильные пятнистые скопления, часто удлиненные, подчиненные структуре «натечных» форм пирита. Характерными являются крупные неправильные зерна, или точнее,—скопления зерен халькопирита в массе пирита. Очень часто скопления халькопирита достигают нескольких сантиметров.

Под микроскопом видно, что халькопирит образует зерна величиной чаще всего в десятки доли миллиметра. Они отличаются сравнительной чистотой и лишь изредка содержат тонкие включения пирита. Нередко видны и более мелкие зерна халькопирита, размером в сотые доли миллиметра. Значительная доля халькопирита тонко прорастает сфалерит, образуя в нем удлиненные зернышки размером в тысячные доли миллиметра. Помимо пирита, халькопирита, сфалерита, кварца и железистого карбоната в описываемом колчедане в небольших количествах иногда отмечаются: мельниквит, свинцовый блеск, арсенопирит, гринокит и борнит.

#### Колчедан с халькопиритом и сидеритом

Колчедан с халькопиритом и сидеритом располагается главным образом вблизи лежащего бока месторождения и характеризуется большей прочностью и плотным мелкозернистым сложением. Не-

редко на фоне мелкозернистой массы из пирита и халькопирита видны крупные (размером 2—4 мм, редко до нескольких сантиметров) кристаллы и кристаллические зерна пирита, обуславливающие порфиоровое строение руды. Часто заметны значительные скопления и жилки сидерита, реже—пирротина. Весьма характерно почти полное отсутствие цинка, содержание которого не превышает одного процента.

Под микроскопом видно, что пирит, в основном, образует зернистые жилки и скопления в халькопирите, а иногда в агрегате пирротина с халькопиритом. Довольно часто и в значительных количествах встречаются очень тонкие (размер зерен менее 0,001 мм) агрегатные сростания халькопирита с пиритом и пирит-мельниквитом. Весьма часто отмечается магнетит, реже—гематит.

#### Характеристика минералов и их взаимоотношений

В настоящее время в сульфидной зоне Сибайского месторождения установлены нижеследующие минералы:

##### Главные

Пирит	Дигенит
Мельниквит (?)	Пирротин
Халькопирит	Сидерит
Сфалерит	Кварц
Ковеллин	

##### Второстепенные и редкие

Борнит	Гематит
Галенит	Хлорит
Магнетит	Кальцит
Арсенопирит	Серпигит
Гринокит	Опал.
Оранже-борнит (?)	

Кроме того, С. А. Юшко указывает на халькозин и куприт (в виде дендритов в халькозине). Возможно, присутствует барит, так как он отмечается в зоне окисления<sup>1</sup>.

#### Главные минералы

Пирит и мельниквит. Формы отложения и перекристаллизации пирита определяют почти все структуры, наблюдаемые в рудах. Роль остальных минералов в формировании структур обычно невелика и сводится к отработке нюансов микроскопического строения. Только в очень богатых цинковой обманкой и халькопиритом рудах эти минералы выступают как главные структурные элементы.

Размеры кристаллов и кристаллических зерен пирита варьируют в широких пределах от 0,2—0,5 м до 4—6 см. Наиболее часто

<sup>1</sup> По сообщению проф. С. А. Вахромеева (1946), им обнаружены в кремнистой платве Сибая киноварь и в рудах этой обогащенной энаргит.



можно наблюдать проникновение в описываемые серноколчеданные дисперсии сфалерита или кварца. Правильная таблитчато-удлиненная форма дисперсных агрегатов пирита, безусловно, показыва-



Фиг. 8. Псевдоморфозы дисперсий пирита (серые) по неизвестному минералу, обросшие венчиками пирита (белые). Черный фон — кварц. Сибай, скважина № 101, глубина 287 м.  $\times 90$ .



Фиг. 9. Псевдоморфозы дисперсий пирита, частично замещенные в свою очередь халькопиритом и сидеритом. Белые с мелкими точками — дисперсия пирита, белое (Ср) — халькопирит, черное внутри псевдоморфоз — сидерит, белые венчики (Pу) — пирит; черный фон (q) — кварц. Тот же шлиф, что и на предыдущей фигуре.  $\times 120$ .

ет, что он замещал какие-то, повидимому, нерудные минералы. Нередко можно видеть, что пирит замещал не все тело бывшего зерна, а располагался только по периферии каждого зерна, образуя правильные контуры. Остальная часть бывших зерен так же, как и межзерновое пространство, сейчас заняты каким-либо другим минералом: кварцем, халькопиритом, сидеритом или сфалеритом. Реже встречаются тонкие дисперсии пирита в пирротине, наблюдавшиеся в кернах скважины № 101 при пересечении ею пирротинных руд у лежащего бока месторождения.

Среди зернистых агрегатов пирита очень часто можно наблюдать коллоформные образования, сложенные дисперсиями серного колчедана и, главным образом, тонкозернистым пиритом. Строение коллоформных образований довольно разнообразно. Некоторые из них представлены на прилагаемых фотографиях (см. фиг. 5, 6, 10—12 и др.). Коллоформные структуры пирита наблюдаются как в рудах, состоящих почти из одного пирита, так и в рудах пирит-халькопиритовых и сфалеритовых, где коллоформные образования приобретают особенно узорчатый тонкий рисунок. В рудах халькопирит-пиритовых можно видеть сравнительно грубо-зональные образования, очень напоминающие натечные формы. В рудах, состоящих главным образом из пирита, можно наблюдать, как поч-

ковидные коллоформные образования, состоящие из тонкозернистого пирита (размером зерен 0,5—5  $\mu$ ), обрастают со всех сторон крупнозернистым пиритом. Нередко относительно крупнозернистый



Фиг. 10. Грубо-коллоформное строение серного колчедана. Отвал Старосибайской шахты.



Фиг. 11. Коллоформное строение колчедана. Белое — пирит; черное — ковеллин и дигенит. Рядовой колчедан из Новосибирского карьера, глубина 12 м.

пирит обрастает осколки коллоформных образований, подвергшиеся раздроблению (фиг. 12).

В строении концентрически зональных коллоформных почек, кроме зернистого и дисперсного пирита, иногда принимает участие



черное сажиное вещество, не поддающееся обычным способам полировки. Судя по всем данным, — это мельниковит. Иногда он полируется стальной иглой, что считается характерным именно для мельниковита.



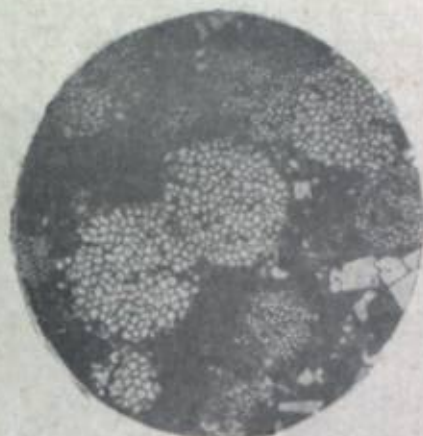
Фиг. 12. Обломочно-коллоидная структура серного колчедана, выявленная травлением.

Темное — вытравившиеся дисперсии пирита. Сибай, скважина № 101, глубина 196 м.  $\times 50$ .

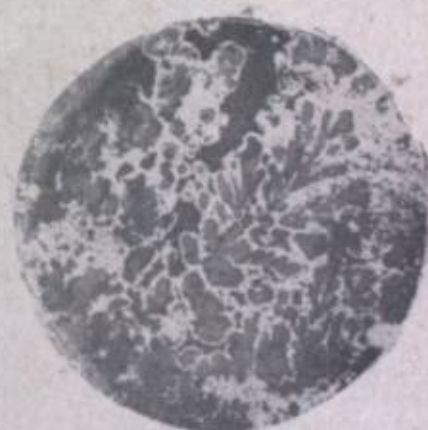
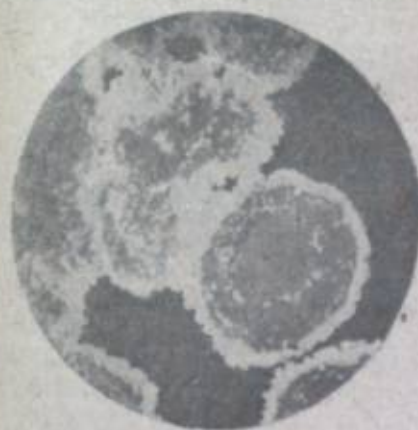
Исследование рентгеновскими лучами мельниковитов из различных месторождений Европы и Америки, произведенные за последние годы, показали, что они могут иметь кристаллическую решетку и пирита и марказита [50]. Поэтому встреченные нами мельниковиты лишь условно можно считать дисперсами пирита. В дальнейшем изложении, в значительной степени предположительно, черные, не поддающиеся полировке образования, ассоциированные с пиритом, будут именоваться мельниковитом.

Весьма распространенной формой дисперсии пирита являются круглые глобулярные образования диаметром 0,005—0,020 мм. После осторожного травления азотной кислотой с фтористым кальцием обнаруживается, что они состоят из тончайшего мостовидного агрегата пирита (фиг. 13). Величина отдельных зернышек, слагающих эти мостовидные глобулы, крайне мала и колеблется для отдельных глобул от 0,3  $\mu$  до 1,5  $\mu$ . Иногда глобулы обрастают венчиками лучистого пирита. Глобулы пирита встречаются в кварце, в мельниковите и в пирите. В последнем случае глобулы вырываются на зеркальном поле пирита лишь при косом свете, благодаря пониженному рельефу, и хорошо обнаруживаются только после травления. Недавно подобные глобулярные образования пирита были описаны Шуутеном в мансфельдских сланцах. Иногда можно наблюдать округлые глобулярные образования

черного мельниковита (?) на фоне тонкозернистого пирита, обрастающего и цементирующего мельниковитовые шарики.



Фиг. 13. Строение глобул пирита, выявленное легким травлением азотной кислотой с фтористым кальцием. Темный фон — кварц. Сибай, скважина № 101, глубина 65 м.  $\times 1000$ .



Фиг. 14 и 15. Свообразные ветвистые формы выделения пирита, весьма напоминающие кораллы *Rachyocora cervicornis* Goldf. Внутренние части ветвистых образований выполнены сфалеритом; реже — кварцем. Левый снимок — поперечное сечение, правый — косой срез. Белое — пирит, серое — сфалерит, черное — кварц. Сибай, скважина № 97, глубина 93 м. Левый снимок —  $\times 450$ , правый —  $\times 80$ .

В некоторых случаях венчики пирита обрастают агрегатные округлые зерна цинковой обманки, погруженные большей частью в кварц и в отдельных случаях в мельниковит. При более внимательном изучении и сошлифовке можно убедиться, что пирит здесь образует ветвистые формы (фиг. 14 и 15), чрезвычайно напоминающие



шие псевдоморфозы по кораллам семейства Favositidae, определенным О. Н. Щегловой в образцах колчедана из скважины № 125.

Сравнительно редко можно наблюдать радиально-лучистые образования пирита различной величины (фиг. 16). В некоторых полировках можно было видеть своеобразные пиритовые звездочки



Фиг. 16. Радиально-лучистое строение пирита.

Темное — кварц и вытравившийся халькопирит. Сибай, северо-западная часть месторождения, горизонт — 30 м.  $\times 70$ .



Фиг. 17. Крестовидные выделения пирита (белый) среди кварца (темный), образующего округлые поля на фоне сплошного пирита.

Сибай, скважина № 125, глубина 173,5 м.  $\times 300$ .

с сравнительно небольшим числом лучей, которые можно сравнить со спикулами губок. Нередко пирит образует мелкие кольчужки, заключенные в кварце. Вообще, надо сказать, что пирит в своих мелко- и тонкозернистых агрегатных разновидностях так же, как и в форме дисперсий, очень охотно принимает геометрически правильные формы, которые, безусловно, свидетельствуют о метасоматическом возникновении его агрегатов. Весьма интересная форма пирита наблюдалась, например, в полировке из скважины № 125, с глубины 173,5 м. Здесь можно было видеть оригинальные неясно-сферолитовые образования, в которых зернистый пирит образует игольчатые и крестовидные выделения пирита среди кварца (фиг. 17). Тут же можно видеть обычный глобулярный пирит и крупные выделения этого минерала в крустификационных жилках и пустотах. Все формы пирита в этой полировке подверглись легкому раздроблению, залеченному кварцем. В некоторых полировках, взятых преимущественно вблизи контактов с боковыми породами, можно видеть типичные микролитовые структуры, образованные псевдоморфозами тонкозернистого пирита, видимо, по полевым шпатам (фиг. 18). В некоторых случаях, как будто, даже можно различать следы двойникового строения лейт-полевых шпатов.

Весьма распространенной формой пирита в месторождении являются его зернистые агрегаты с размером зерен от сотых до десятых долей миллиметра. Под микроскопом видно, что эти агрега-



Фиг. 18. Отрицательные псевдоморфозы пирита по какому-то микролитовому минералу (плагноклазу?). Общая структура руды имеет вид замещенного туфа. Черное — кварц, белое — пирит. Сибай, скважина № 101, глубина 46,8 м.  $\times 150$ .

ты состоят из аллотриоморфозернистых, более или менее изометричных зерен и иногда включают реликты коллоформных структур, в виде тонкозернистых зональных почковидных образований. Очень часто наблюдаются переходы мелкозернистых агрегатов пирита в крупно-кристаллические образования этого же минерала, выполняющие жилки и стенки многочисленных крустификационных пустот. Нередко можно наблюдать, что кристаллически-зернистые структуры как бы накладываются на тонко-коллоформные. При этом видны отдельные сравнительно крупные кристаллические зерна пирита или их скопления на фоне тонкозернистых коллоформных структур или среди бесструктурных дисперсий пирита. Необходимо, однако, подчеркнуть, что более распространенным взаимоотношением между тонкозернистыми (коллоформными и бесструктурными) агрегатами пирита и его более крупнозернистыми выделениями является обрастание зернистым пиритом его кристолитических образований. Обратные взаимоотношения наблюдаются редко, и о них будет сказано ниже.

К мелкозернистым формам выделений пирита относятся его тонкие микроскопические корочки, ритмически чередующиеся с выделениями цинковой обманки по стенкам многочисленных крустификационных жилок и жил, часто прорезывающих массы медисто-цинковистого и серного колчеданов. В шлифах, перпендикулярных к плоскости таких жилок, можно видеть красивый рисунок изящ-



ных, как бы патечных узорчато-волнистых зональных наслоений. Размеры кристаллических индивидов пирита в таких «грубо-коллоформных» образованиях составляют 0,01—0,05 мм. Подобного рода скорлуповатые, как бы патечные, текстуры являются весьма распространенными в рудах Сибая и их не следует смешивать с настоящими коллоформными образованиями, отличающимися дисперсностью слагающих их минералов и замкнутостью полосчатых контуров, в то время как у описываемых текстур полоски, создающие извилистый узор, не замкнуты и следуют неровностям стенок трещин и пустот (см. фиг. 5, 26).



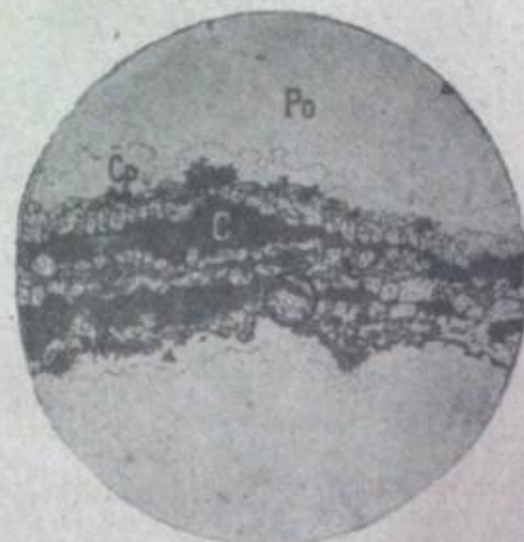
Фиг. 19. Пирит-сидеритовая жилка, пересекающая массу пирротина (серый—основной фон).

В пирротине видны две очень тонкие черные жилки магнетита; идущие поперек пирит-сидеритовой жилки. При больших увеличениях в скрещенных николях можно установить, что они секут отдельные кристаллические зерна пирротина, Сибай, скважина № 128, глубина 256 м.  $\times 11\frac{1}{2}$ .

Жильные выделения мелкозернистого пирита без ассоциации с цинковой обманкой встречаются на глубоких горизонтах среди халькопирит-пирротинных руд. Здесь тонкозернистый пирит в мелких жилках, пересекающих сплошные руды, ассоциирует с магнетитом и сидеритом (фиг. 19—21).

Крупнозернистый пирит, хорошо различимый невооруженным глазом, в рудах Сибайского месторождения встречается в двух формах. Это, во-первых, крупные до нескольких сантиметров в диаметре кристаллы, имеющие большей частью форму пентагональных додекаэдров. Они погружены наподобие порфировых вкрапленников в тонкозернистые и мелкозернистые агрегаты и весьма характерны для богатых халькопиритовых руд нижней медистой зоны (скважины № 101, 128 и др.). Здесь порфировые вкрапленники пирита размером до 1,5 см погружены в агрегат, состоящий наполовину из халькопирита, наполовину из тонкозернистого пирита (иногда типа дисперсии), сросшихся между собой. Порфировые кристаллы пирита, даже в пределах штуфа, имеют

различные размеры и то группируются в скопления неправильной формы, то располагаются изолированно среди тонкозернистой существенно халькопиритовой массы. Интересно, что у кристаллов пирита при этом обнаруживается неровная оторочка из магнетита и сидерита. В более редких случаях они обрастают венчиками из мелкозернистого пирита. Характер наросших венчиков совершенно одинаков как у описываемых крупных кристаллов, так и у геометрически очерченных псевдоморфов мельниквит-пирита, тут же наблюдаемых в шлифе. Иногда совершенно такие же крупные кристаллы пирита отмечаются и в боковых породах у контакта с рудой.



Фиг. 20. Строение пирит-сидеритовой жилки, изображенной на предыдущей фигуре при увеличении в 10 раз.

Видны две полосы сидерита (черный—С) с направленными в них кристаллами пирита (на снимке с заметным рельефом с черными точками). Пирротин (Рo) в контакте с пиритовой жилкой замещен халькопиритом (на снимке обведен пунктиром и обозначен—Ср).

Аналогичные, но иногда еще более крупные (до 7 см) кристаллы пирита встречаются среди мелкозернистого пирротина в тех же глубоких частях месторождения (фиг. 22). Интересно, что здесь крупные кристаллические индивиды пирита и их скопления, как правило, окружены двумя агрегатными каемками: внутренней—из магнетита и сидерита и наружной—из халькопирита. Наружная каемка на протяжении 0,5—2,0 мм переходит в агрегат халькопирита с пирротинном и затем в пирротин. Во многих случаях у порфировых выделений пирита наблюдалась каемка из сидерита.



Второй формой выделения крупнозернистого пирита являются обрастания стенок мелких крустификационных жилок и пустот, иногда обильно пронизывающих мелкозернистую массу руды. Осо-



Фиг. 21. Детали строения пирит-сидеритовой жилки, изображенной на фиг. 20 при увеличении в 80 раз.

Видны кристаллы пирита (белые—плохо отполированные), обросшие стенки сидеритовой жилки (черная). Внизу снимка виден халькопирит (белый без черных точек).

бенно распространены в серноколчеданных рудах мелкие неправильные пустотки размером до 1—3 мм, реже 5—8 мм. Под микроскопом видно, что такие руды в одних случаях состоят из почкообразных реликтов коллоформных структур, обрастающих со всех сторон крупнозернистым пиритом, иногда заполняющим все пространство между почечками или лишь часть его. В последнем случае видны мелкие пустотки, усеянные пентагондодекаэдрами пирита размером в 1—2 мм, редко — до 5 мм. В других, не менее распространенных, случаях пентагондодекаэдры пирита, полностью или частично ограниченные, образуют зернистые агрегаты с размером зерен от 0,3 до 2 мм. Обычно в таких агрегатах наблюдаются многочисленные пустотки в несколько миллиметров, выполненные хорошо образованными более крупными пентагондодекаэдрами пирита. Иногда пустотки принимают вытянутый характер и даже сливаются в узкие полости, также выполненные по стенкам кристаллами пирита. Внутренность пустоток и полостей в некоторых случаях бывает заполнена карбонатами: по стенкам — сидеритом, в центре — кальцитом. Нередко крупнозернистый агрегат пирита бывает очень хрупок, так как отдельные пентагондодекаэдры пирита непрочны соединены друг с другом и благодаря наличию большого количества мелких пустоток между ними легко рассыпаются на отдельные зерна при легком ударе молотком.

Наконец, третьей формой выделений пирита в Сибире являются его кристаллические зерна, иногда хорошо ограниченные, в боковых породах месторождения. Обычно в колчеданных месторождениях вкрапленники пирита в боковых породах всегда имеют более крупные размеры по сравнению с кристаллическими зернами этого же минерала внутри колчедана. В Сибайском месторождении,



Фиг. 22. Пирротин с пирит-сидеритовыми жилками и крупными кристаллами пирита.

У пирит-сидеритовых жилок, внутри них и около кристаллов пирита видны выделения магнетита с сидеритом (на снимке—черные). Пирротин в контакте с кристаллами и жилками пирита и магнетит-сидеритовыми выделениями замещен халькопиритом (на снимке не отличим от пирротина). Сибай, скважина № 128, глубина 275 м.  $\times 1,5$ .

благодаря сильной неравнозернистости руд, это явление не обнаруживается. Вкрапленники пирита в боковых породах здесь вообще мало развиты. Они представлены как тонкозернистыми, нередко дисперсными агрегатами, имеющими формы метасом по другим минералам или их сросткам, так и мелкими, реже крупными кристаллами и их скоплениями. Среди последних отмечены формы пентагондодекаэдра, куба и в одном месте — октаэдра (в перебойно-вкрапленных рудах скважины № 101).

В заключение необходимо сказать несколько слов о трещиноватости пирита, этого главного рудообразующего минерала, и о предпринятых поисках марказита.

Остроугольные формы зерен пирита и их сростков, не так уже редко отмечаемые в шлифах, часто бывают весьма похожи на продукты катакластического дробления. Иногда трещины с раздроблением зернистого пирита наблюдались в совершенно явной форме, когда раздроблению подвергался зернистый пирит крустификационных пустоток. В некоторых случаях трещины были зал-



чены тем же зернистым пиритом, но чаще эту роль выполняет кварц. Коллоформные образования пирита во многих случаях также разбиты трещинами или даже разорваны на отдельные части. При этом осколки коллоформных образований обрастают зернистым пиритом, точно так же, как и их целые округлые образования.

Марказит, как один из существенных рудообразующих минералов, в рудах Сибая отмечался А. А. Амраслановым (1; 1936), Ф. И. Ковалевым (1940) и неизвестным автору минералогом Механобра (1943). Сейчас нет сомнения, что все эти исследователи ошибочно принимали коллоформный пирит за марказит, хотя по анизотропии их отличить довольно легко. В 1944 г. Т. Н. Шадлун в своем рукописном отчете об исследовании руд Учалов также упоминает о марказите в Сибая в тонких трещинках, пересекающих руду. Для отыскания возможных зерен марказита автором было специально просмотрено много полировок в сильном свете при скрещенных николях; были исследованы с этой точки зрения многие жилки, заполнение которых внешне даже несколько напоминало марказит. Однако, кроме пирита, ничего не удалось обнаружить. Правда, этот пирит обладал иногда очень слабой анизотропией, что вообще является характерным для очень многих пиритов [48]. Таким образом, марказита в Сибая обнаружить не удалось.

**Халькопирит.** Халькопирит является наиболее распространенным сульфидом после серного колчедана. В отдельных участках месторождения содержание халькопирита превышает суммарное количество других минералов.

Выделения халькопирита характеризуются весьма неправильными контурами и большей частью ассоциированы с пиритом и отчасти с цинковой обманкой. Выделения халькопирита в рудах Сибайского месторождения довольно часто образуют относительно крупные скопления, измеряемые миллиметрами и реже — сантиметрами. Наряду с крупными выделениями встречаются тончайшие сростания с дисперсиями пирита и прорастания в сфалерите (см. ниже сфалерит). Зерна и более крупные выделения халькопирита редко состоят из одного кристаллического индивида и большей частью имеют агрегатное строение. Величина кристаллических зерен халькопирита сильно колеблется: нередко встречаются кристаллические зерна до 1—2 мм в диаметре, в то время как тут же видны довольно тонкие агрегаты с величиной зерен менее одной сотой миллиметра. В отдельных случаях халькопирит, повидимому, состоит из кристаллических зерен в доли микрона. При таких значительных вариациях размеров кристаллических зерен трудно говорить об их средних величинах. Можно лишь констатировать, что если исключить из рассмотрения чрезвычайно тонкие прорастания халькопирита в цинковой обманке, то в среднем размер кристаллических зерен халькопирита в Сибая значительно больше, чем в среднеуральских месторождениях. Очертания кристаллических зерен халькопирита не отличаются какими-

либо особенностями — это обычные полигональные зерна, ксеноморфные по отношению к пириту. Двойники наблюдаются сравнительно редко.



Фиг. 23. Проникновение халькопирита (белый—Ср) в тонкую коллоформную структуру пирита и мельничковит-пирита. Сибай, скважина № 101, глубина 130 м  $\times 300$ .



Фиг. 24. Идиоморфные выделения сидерита (черный) в халькопирите (белый), соединенные между собой тонкими жилками. Сидерит проникает также по нижней границе зерна магнетита (серый). Сибай, скважина № 128, глубина 252 м  $\times 350$ .

Халькопирит, как это уже описано выше, нередко тонко сростается с дисперсиями пирита и иногда отчетливо замещает их. Довольно часто наблюдается расположение халькопирита между зональными «слоями» пирита в коллоформных структурах. Создается отчетливое впечатление, что и здесь халькопирит замещал мельничковит, так как, с одной стороны, последний ритмически чередуется с зернами пирита, а с другой, — халькопирит иногда пересекает зональные слои пирита и замещает их (фиг. 23). Существенно также, что мельничковит и халькопирит никогда не встречаются вместе без ясных признаков замещения. В пирротиновых рудах халькопирит вместе с пирротинном образует смешанные агрегаты полигональных, слегка удлиненных зерен, с взаимно равными границами. Размер кристаллических зерен таких агрегатов весьма постоянен и равняется приблизительно 0,1 мм.

Взаимоотношения халькопирита с цинковой обманкой будут рассмотрены ниже при описании последней. Здесь же только отметим, что халькопирит, по крайней мере частично, выделился раньше главной массы цинковой обманки.

Интересны взаимоотношения халькопирита с сидеритом. Почти во всех полировках, где соприкасаются эти два минерала, виден идиоморфизм сидерита по отношению к халькопириту. В то же время иногда удается отмечать пересечение халькопирита тонкими



жилками сидерита (фиг. 24). Халькопирит в отдельных случаях проявляет отчетливый ксеноморфизм и по отношению к кварцу, хотя тонкие жилки кварца иногда пересекают агрегаты халькопирита. Халькопирит обычно окаймляет крустификационные жилки в пирротине, состоящие из пирита, магнетита и карбонатов. Повидимому, он более ранний, чем магнетит. Ковеллин и борнит в зоне супергенных изменений отчетливо замещают халькопирит.

**Сфалерит.** Сфалерит распространен главным образом в верхних частях месторождения у всякого бока и тесно ассоциирует с пиритом, халькопиритом и нередко кварцем. С. А. Юшко указывает, что сфалерит из руд Старого Сибая содержит меньше 2% железа и около 0,016% кадмия [35]. Химический анализ темной цинковой обманки, отобранной под бинокулярной лупкой из керн скважины № 121 с глубины 248 м, показал следующие результаты:

%		%	
Zn — 50,27		Cu — 0,25	
Fe — 7,81		S — 32,52	
Cd — 0,12	Нераств. остаток — 8,64		
Mn — 0,01		Итого — 99,6	

(Анализ произведен в химической лаборатории Горно-Геологического Института УФАИ лаборантом В. А. Рудничкой).

Под микроскопом в анализированной пробе, кроме сфалерита, видны более или менее идиоморфные кристаллические зерна кварца, размером около 0,1 мм и скопления мелких зерен пирита иногда в виде цепочек и жилок. Около зерен кварца в отдельных случаях заметны небольшие скопления сидерита. Отмечено также несколько единичных зерен магнетита. Приближенный количественный подсчет минералов в пробе показал: сфалерита—81,6%, пирита — 7%, кварца — 11%, халькопирита — 0,6%, сидерита — 0,6% и магнетита 0,2%. Произведя соответствующий пересчет, можно увидеть, что количество железа, входящего в состав цинковой обманки, составляет единицы процентов.

В рудах Сибая имеется, по крайней мере, две разновидности цинковой обманки. Одна, более железистая, составляет главную массу цинковистых руд. Под микроскопом эта разновидность почти всегда содержит тонкие включения халькопирита и иногда магнетита и гематита. Вторая разновидность светложелтого цвета встречается гораздо реже первой. Она всегда несравненно более крупнозерниста, не содержит включений халькопирита и часто располагается в крустификационных пустотках. Нет сомнения, что это более поздняя цинковая обманка.

Выделения цинковой обманки представляют собой чаще всего фон для коллоформных образований пирита. Нередко цинковая обманка образует тонкозернистые, ясно ограниченные, почти мономинеральные скопления размером в несколько сантиметров. Особенно интересны жилы сфалерита, рассекающие массы зернистого пирита (фиг. 25 и 26). Строение этих жил весьма любопыт-

но. Даже без микроскопа, вооружившись простой лупой, можно видеть тонкие полоски пирита, симметрично чередующиеся со сфалеритом и создающие впечатление натечных коллоформных стру-



Фиг. 25. Полированный штаф колчедана с жилками сфалерита (черные). В средней части жилок виден тонкозернистый пирит. Сибай, скважина № 153, глубина 230 м  $\times 1$ .

тур. Нередко среди сфалерита и пирита обнаруживаются полоски халькопирита, которые в строении жилы тоже большей частью располагаются зонально.

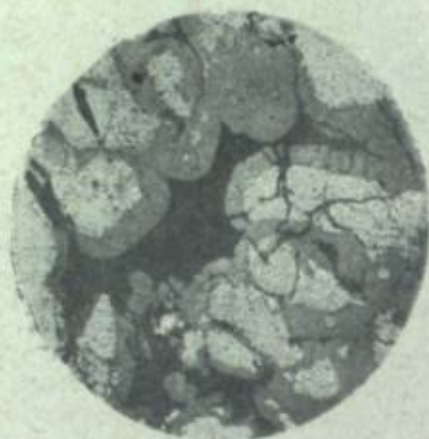


Фиг. 26. Крупнозернистый серый колчедан с зональными жилками из сфалерита (черный) и тонкозернистого пирита. Шафированный штаф. Сибай, скважина № 137, глубина 22 м  $\times 2/3$ .

Исключительно интересные взаимоотношения халькопирита и сфалерита наблюдались в керне перебойно-вкрапленных руд из скважины № 122-а с глубины 52 м. Здесь керн скважины состоит из прочной брекчии, в состав которой входят куски и мелкие кусочки серного колчедана с кварцем, кусочки белого кремнистого материала и обломки боковых пород. В этой массе встречен слегка округленный кусок диаметром около 6 см, состоящий из агрегата



кристаллических зерен халькопирита размером 1—2,5 мм и сфалерита—размером около 0,2—0,3 мм. Зерна халькопирита имеют идиоморфные очертания и обрастают сфалеритом со всех сторон (фиг. 27). Сфалерит при этом содержит тонкие включения халькопирита, расположенные как между кристаллическими зернами сфалерита, так и внутри них.

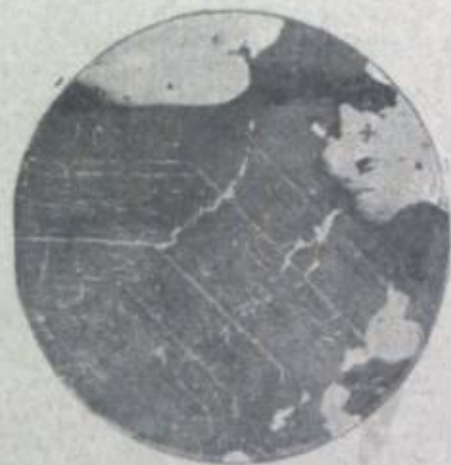


Фиг. 27. Кристаллические зерна халькопирита (светлый), окруженные оболочками сфалерита (серый). Черно—кварц. Грубо шлифованный штамп брекчьевидной руды лежачего бока месторождения Сибай, скважина № 122-а, глубина 52 м × 10.

Агрегатные зерна сфалерита обычно при травлении обнаруживают зернистую структуру в виде полигональных, большей частью удлиненных зерен, размером от 0,01 до 0,5 мм. Наиболее часто встречаются кристаллические зерна размером от 0,02 до 0,10 мм. Весьма интересно, что сфалерит в тончайших коллоформных рисунках пирита, сложенных кристаллическими зернами величиной в единицы и даже доли микрона, чаще всего наблюдается в виде более широких зон, состоящих из кристаллических зерен размером от 6 до 30 микрон. Таким образом, в коллоформных структурах размер кристаллических зерен у цинковой обманки обычно в 30—50 раз крупнее, чем у пирита. Любопытно, что цинковая обманка, заключенная в этих очень нежных узорных коллоформных образованиях пирита, часто бывает сдвойникова и даже полисинтетически. Вероятно, двойникование здесь не вызвано внешним воздействием, так как структуры пирита не проявляют никаких признаков динамического нарушения.

Следовательно, можно констатировать, что во многих случаях структура сфалерита, будучи внешне целиком определяема контурами зональных слоев пирита, в своем внутреннем строении

имеет индивидуальные отличные черты, говорящие, быть может, об иных условиях образования сфалерита. Лишь в единичных случаях удалось наблюдать неотчетливо коллоформное строение тонкозернистого агрегата сфалерита. При этом осталось неясным: унаследовано ли это строение от замещенного пирита, или оно присуще самому сфалериту.



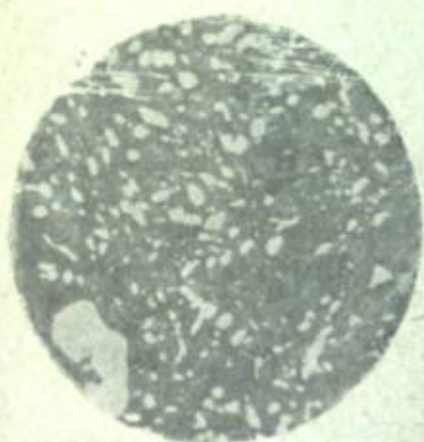
Фиг. 28. Линейные выделения халькопирита (белый) по спайности в сфалерите (серый).

Справа видны более крупные выделения халькопирита на границе кристаллических зерен сфалерита. Вверху два крупных зерна пирита, обрамленные вследствие рельефа черной тенью. Сибай, скважина № 137, глубина 22 м × 540.

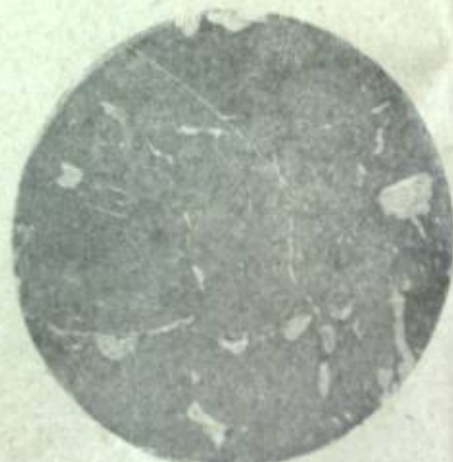
В рудах Сибая сфалерит почти всегда тонко прорастает халькопиритом, причем наблюдаются два рода выделений: 1) неправильные удлиненные на границах между кристаллическими зернами сфалерита и 2) тонкие линейные по спайности внутри кристаллических зерен этого минерала (фиг. 28—30). Размеры выделений первого рода измеряются сотыми долями миллиметра (до 0,05 мм), в то время как ширина линейных выделений халькопирита внутри кристаллических зерен сфалерита обычно не превосходит 1—2 м. Иногда кристаллические выделения носят характер сплошных полосок, реже—пунктирных. Нередко оба рода выделений халькопирита густо пронизывают сфалерит, занимая до 25% его объема. В других случаях количество халькопирита не превосходит 5—10% объема сфалерита. Часто можно наблюдать, что в одном шлифе встречаются агрегатные скопления сфалерита как проросшие халькопиритом, так и не содержащие этого минерала. Гораздо реже отмечаются случаи, когда в одном и том же агрегате кристаллических зерен сфалерита, проросших халькопиритом, встречаются от-



дельные зерна, не содержащие этих включений. В некоторых случаях можно видеть, что кристаллические зерна сфалерита размером около 0,1 мм, проросшие внутри по спайности халькопиритом, снаружи имеют каемку, свободную от включений халькопирита. В то же время межзерновые выделения халькопирита сохраняются. Создается впечатление о миграции халькопирита из пограничных зон в межзерновые пространства. Ван-дер-Веен, давший в своей известной книге прекрасную микрофотографию этого явления, объясняет его миграцией халькопирита в межзерновое пространство в процессе охлаждения твердого раствора. А. Г. Бетехтин также



Фиг. 29. Неправильные выделения халькопирита (белый) в монокристалле сфалерита. Сибай, скважина № 101, глубина 35 м. Снято с иммерсией.  $\times 1000$ .



Фиг. 30. Характер выделения халькопирита (белый) на границах зерен сфалерита (на фото — серые разных тонов) и внутри них. Протравлено. Сибай, скважина № 137, глубина 22 м.  $\times 450$ .

рассматривает это явление в связи со скоростью охлаждения первоначального твердого раствора халькопирита в сфалерите. Он считает, что халькопирит сначала выделяется в виде эмульсии, а затем в процессе дальнейшего медленного охлаждения мигрирует и располагается сначала вдоль плоскостей спайности, а затем в межзерновых пространствах [3]. Подобные явления возникновения чистых каемок можно хорошо наблюдать в порфириновых выделениях альбитизированных вкрапленников в порфиридах зеленокаменной полосы Среднего Урала. Д. С. Коржинский, описывая аналогичные каемки в зернах пегматитового полевого шпата, чистые от включений кварца, считает, что кварц мигрировал в межзерновое пространство при метаморфизме. Причину гомогенизации Д. С. Коржинский видит в стремлении минералов к уменьшению поверхностной энергии [21].

Изучая прорастания халькопирита в кристаллических зернах сфалерита, можно обнаружить, что в отдельных случаях халькопи-

рит образует тонкие неправильные жилки, которые пересекают линейные выделения халькопирита по спайности сфалерита, сливаясь с ними в местах пересечения. В отдельных случаях эти жилки выходят за пределы содержащего их кристаллического зерна. Довольно интересные наблюдения удалось также сделать при рассмотрении жилок, рассекающих пирит-халькопиритовую массу и выполненных сфалеритом. Оказывается, что сфалерит содержит тонкие прорастания халькопирита только в сравнительно узкой полосе вдоль заландов жилок. Внутри этой полосы можно видеть обильные линейные выделения халькопирита по спайности, по двойниковым швам и на границах между кристаллическими зернами сфалерита. На расстоянии около 4—5 сотых миллиметра от края жилки полоса, включающая прорастания халькопирита по трещинкам спайности, довольно четко, хотя и не особенно ровно, ограничивается, и за ее пределами иногда на некотором расстоянии еще можно встретить только единичные более или менее случайные включения халькопирита на границах кристаллических зерен, но вскоре и они исчезают. Весьма любопытно, что полоса с халькопиритовыми включениями часто пересекает отдельные кристаллические зерна таким образом, что часть того или иного кристаллического зерна остается чистой, а часть — содержащей включения.

В настоящее время, повидимому, нельзя окончательно решить вопрос о том, был ли халькопирит растворен в сфалерите и затем выделился при распаде твердого раствора, или он проникал в сфалерит, замещая последний по швам и трещинкам спайности.

В заключение о сфалерите необходимо отметить некоторое обогащение сфалеритовых руд золотом и серебром. Обогащение сфалеритовых руд благородными металлами наиболее отчетливо проявляется при подсчетах среднего содержания компонентов по сортам руд. Так, по всему месторождению, относительное содержание золота и серебра в цинковистом колчедане почти вдвое больше, чем в остальных рудах. Аналогичная закономерность проявляется во многих колчеданных месторождениях Урала.

Пирротин. Пирротин в значительных количествах встречен у лежачего бока рудной залежи. Здесь скважина № 128 на глубине от 256 до 276 м пересекла руды, состоящие главным образом из пирротина. В несравненно меньших количествах пирротин отмечен в скважинах № 101 и № 138, пробуренных в этом же районе. Пирротин ассоциируется с халькопиритом, сидеритом, магнетитом, отчасти с пиритом и хлоритом. Особенно характерен парагенезис пирротина с халькопиритом и магнетитом.

Пирротин обычно образует мелкозернистый агрегат, состоящий из кристаллических более или менее изометричных зерен с полигональными очертаниями. Размер кристаллических зерен приблизительно равен 0,01—0,05 мм. Иногда они немного удлинены с общей для всех зерен ориентировкой, что создает впечатление неясной линейной структуры. Агрегаты пирротина отличаются, сравнительно с другими минералами, большой чистотой. В них на про-



тяжени нескольких сантиметров часто не встречается никаких включений. Нередко в строении пирротиновых агрегатов принимает участие халькопирит в виде таких же полигональных зерен, и можно видеть переходы от чисто пирротиновых к чисто халькопиритовым агрегатам. Большой интерес представляют крупные порфиновые кристаллические зерна и кристаллы пирита, заключенные в агрегат пирротина. Около них обыкновенно видно каемку из магнетита (или из магнетита и сидерита) и своеобразную как бы реакционную оторочку из халькопирита, постепенно сменяющуюся пирротиновым агрегатом. В пирротиновом агрегате часто наблюдаются жилки, представляющие собой как будто выполнения трещинок. Строение этих жилок в типичном случае изображено на фиг. 20. Несколько схематизируя, его можно описать следующим образом. В альбандах жилки агрегат пирротина сильно обогащен халькопиритом, вплоть до образования чистой халькопиритовой каемки. По краям жилки, примыкая к халькопириту, располагается тонкозернистый пирит, который обрастает сравнительно крупнозернистым пиритом, обращенным гранями роста внутрь жилки. Внутренняя часть жилки выполнена сидеритом, в котором заметны отдельные неправильные включения или тонкие, как бы натечные симметрично расположенные «прослои» магнетита. Нередко в самом центре таких жилок видна полоска тонкозернистого пирита, обросшая в обе стороны кристаллами роста пирита.

То обстоятельство, что как в жилках, рассекающих пирротиновый агрегат, так и у порфиновых выделений пирита мы видим один и тот же парагенезис минералов, закономерно располагающихся в пространстве, безусловно, не случайно и говорит о физико-химических условиях развития пирита в пирротине. Интересно, что между халькопиритом и пирротинном нигде не наблюдалось кубанита, который по своему составу является промежуточным между этими минералами. Отсутствие кубанита, возможно, объясняется узким температурным интервалом его устойчивости.

Кроме описанных жилок, иногда отмечались взаимно пересекающиеся жилки, выполненные пиритом, карбонатом, магнетитом и гематитом. Большой интерес представляет образец пирротина, взятый из скважины № 128 с глубины 269 м. В этом образце наблюдались три системы жилок. Первая система приблизительно параллельных жилок выполнена тонкозернистым пиритом, сидеритом и магнетитом. Жилки этой системы имеют широкие неправильные контуры и иногда даже сливаются между собой. В средних частях этих жилок часто видны выделения сидерита с магнетитом. Первая система жилок рассечена под прямым углом более узкими линейными жилками сидерита, хорошо заметными в мелкозернистом пирите жилок первой системы и не заходящими или почти не заходящими в пирротин. В последнем случае они очень быстро в нем теряются и выклиниваются. Наконец, третья система жилок представляет собой очень тонкие, совершенно прямые трещинки, выполненные сидеритом, магнетитом и гематитом. Они секут жил-

ки двух первых систем. Отсутствие второй системы жилок в пирротине, или их быстрое в нем выклинивание можно объяснить по-разному. Возможно, что сначала жилки имелись и в пирротине, но потом вследствие перекристаллизации исчезли. Быть может, они возникли только в пирите в силу его большой хрупкости. Кажется особенно правдоподобным, что тончайшие трещинки, которые пересекли первоначально весь агрегат, последующими метасоматическими процессами были превращены в пирите в широкие жилки, а в пирротине остались без изменений или даже залечились.

В некоторых образцах отмечались весьма любопытные сращения дисперсий пирита с пирротинном. По внешнему виду они представляют округлые зерна среди пирротина или в жилках тонкозернистого пирита. В тех случаях, когда рядом с этими сращениями нет чистого пирита, они воспринимаются глазом по цвету и рельефу как пирит. Скрещенные николи показывают их сильную анизотропность и поэтому они сначала были определены автором как марказит. Однако более подробное изучение этих образований показывает, что они представляют дисперсию пирита на фоне крупнозернистого пирротина. Их цвет и твердость при малых увеличениях имеют промежуточный характер между пиритом и пирротинном, хотя при сильных увеличениях не остается сомнений, что этот псевдомарказит состоит из тонких зернышек пирита, густо пронизывающих пирротин. Повидимому, мы имеем здесь дело с промежуточной стадией замещения пирротина пиритом.

Магнетит. Магнетит по распространенности принадлежит к числу второстепенных минералов, однако он так тесно связан с пирротинном и сидеритом, что его удобнее описать здесь. Магнетит встречается в виде мелких зерен большей частью неправильной формы. Мелкие октаэдрические кристаллики наблюдались лишь в единичных случаях. Сравнительно редко магнетит встречается в скоплениях, заметных простым глазом. Такие скопления можно изредка наблюдать около крупных кристаллов пирита, описанных выше. Обыкновенно магнетит в виде зерен размером в сотые доли миллиметра рассеян в массе сидерита и гораздо реже — в пирротине. В последнем случае магнетит образует очень тонкие жилки (иногда вместе с сидеритом), рассекающие в агрегате зерен пирротина его кристаллические индивиды. Несколько раз удалось наблюдать сильно удлиненные, резко идиоморфные кристаллические зерна пирротина среди массы магнетита. Можно считать установленным, что магнетит, моложе пирротина. В богатых сфалеритом рудах из скважины № 121, пересекающей наиболее глубокие части месторождения, магнетит образует тонкую вкрапленность в сфалерите. В сидерите магнетит образует неправильные зерна, иногда полоски как бы натечной формы в крустификационных жилках. При этом нередко можно было видеть округлые образования, создающие впечатление почек, выросших на стенке трещинки. Они имеют маленькие размеры (около 0,10—0,06 мм) и окружены тонкими оболочками магнетита. Внутри почки состо-



ят из сидерита, насыщенного тончайшей красной пылью гематита, хотя в окружающем сидерите гематит не содержится.

При рассмотрении кристаллических зерен магнетита при больших увеличениях нередко обнаруживается, что внутри зерен наблюдаются участки в виде неправильных геометрических фигур, иногда в виде звездочек, напоминающих гематит. Эти фигуры по сравнению с остальной частью зерна кажутся более светлыми, лучше полируются и обладают чуть-чуть большей твердостью. Остальная часть магнетита против них выглядит желтоватой. Возможно, что это —  $Fe_2O_3$ , имеющая кубическую решетку и называемая маггемитом. Быть может также, что эта форма является реликтовой, возникшей аналогично мушкетовиту. Подобного рода разновидности магнетита известны во многих месторождениях как в СССР, так и за границей. В свое время они были описаны Ньюхаузом и в последнее время изучались рентгенометрически [24].

**Сидерит.** Сидерит является минералом широко распространенным в месторождении, особенно в его глубоких частях. Он тесно ассоциирует с пиритом, халькопиритом и особенно с магнетитом и иногда гематитом. С пиритом, магнетитом и гематитом сидерит дает иногда тесные сростки, служа фоном — средой, в которой находятся дисперсии названных минералов. О формах выполнения сидеритом жилков и пустоток уже неоднократно говорилось, и стоит лишь добавить, что особенно красивые его жилки и обильные скопления наблюдались в кернах наиболее глубокой скважины № 121. Здесь значительные скопления жильного сидерита следует рассматривать в связи с остатками незамещенных известняков, обнаруженных автором среди колчедана в керне скважины № 121 на глубине 352 м. Факт открытия незамещенных известняков среди колчедана представляет сам по себе значительный интерес для изучения генезиса колчеданных месторождений.

В процессе минераграфического исследования руд были определены на столыке Федорова с помощью выверенных рефрактометром Аббе иммерсионных жидкостей и сплавов показатели преломления сидерита, приведенные ниже:

№ образцов	Место взятия образцов	Внешний вид	Ng	Np
1	Скважина № 138, глубина 269 м	Желтовато-белый	1,87	1,634
2	„ № 139, „ 276,6 м	Желтовато-бурый	1,87	1,630
3	„ № 128, „ 264 м	Желтовато-белый	1,85	1,632

Точность определения:  $Ng = \pm 0,01$ ;  $Np = \pm 0,002$ .

Химический анализ образца № 1 (лаборатория ГГИ, химик В. А. Рудницкая) показал 47,40% железа, 0,77% кальция и 0,58%

магния, что отвечает составу: 98,08%  $FeCO_3$ , 1,92%  $CaCO_3$  и 2,1%  $MgCO_3$ <sup>1</sup>.

Сидерит является, повидимому, одним из самых поздних минералов, выделившимся в пустотах и трещинках, рассекающих агрегаты остальных минералов. Возможно, однако, что он мигрировал в процессах перекристаллизации руд. Из всех минералов только кальцит и иногда кварц образуют жилки, отчетливо пересекающие сидерит.

**Кварц.** Кварц является весьма распространенным минералом в месторождении, особенно в северной его части, в пределах Старого Сибая; много кварца в перебойно-вкрапленных брекчиевидных рудах. Он часто встречается в руде в форме неправильных жилковидных скопленных размером от нескольких миллиметров до 5—15 см. Нередко в виде мелких шеток горного хрустала он выполняет небольшие пустоты, иногда отмечаемые в рудах. Кварц тесно ассоциирует с многими минералами и особенно с пиритом, сфалеритом и халькопиритом. Под микроскопом иногда отчетливо видны тонкие контурные рисунки мельчайшего пирита на фоне кварца и создается ошибочное впечатление о замещении кварца пиритом. В действительности же в таких случаях, как это иногда видно, кварц замещает незамещенные пиритом минералы первичной породы, подвергшейся оруденению. Довольно часто наблюдается цементация кварцем трещинок в пирите, описанных выше (см. пирит). В некоторых случаях кварц явно рассекает в виде жилков агрегаты халькопирита, а в других, наоборот, проявляет резкий идиоморфизм. Иногда кварц проявляет идиоморфизм и по отношению к сфалериту (фиг. 31). В некоторых случаях наблюдались псевдоморфозы кварца по какому-то минералу, напоминающему своими формами рутил. В оруденелых брекчиевых лежащего бока кварц в виде кремнистых тонкозернистых образований, похожих на псевдоморфозы по известняку, отмечался в обломках вместе с халькопиритом, образующим ядро в таких кремнистых кусках. Как уже отмечалось при описании пирита, кварц иногда развивается за счет мельниконита.

В зоне супергенного обогащения вторичными сульфидами кварц по трещинкам часто пропитывается сажистым ковеллином. На глубине 20—30 м между кварцем и сфалеритом при сильных увеличениях отмечались тонкие пленки оранжево-борнита (?).

Исследование прозрачных шлифов из колчедана и перебойно-вкрапленных руд показывает, что кварц образует зернистые агрегаты с величиной индивидов в сотые, реже десятые доли миллиметра. Скопления кварца состоят обычно из неправильных, но все же более или менее изометричных зерен. Нередко отмечаются весьма неравнозернистые агрегаты, включающие поля тонко-

<sup>1</sup> В проанализированном образце под микроскопом отмечались отдельные мельчайшие включения магнетита, которые и обусловили излишек карбонатов при пересчете данных анализа.



зернистого кварца с неясно индивидуализированными кристаллическими зернами. Зерна кварца большей частью имеют слабое волнистое угасание. Обрастание столбчатым кварцем зерен пирита, столь характерное для многих колчеданных месторождений, в Сибире наблюдается хотя и нередко, но все же не является ти-



Фиг. 31. Идиморфный кристалл кварца (темносерый в форме ромба) среди сфалерита (светлосерый).  
Внутри кварца виден сфалерит. Пирит (белый с рельефом) идиоморфен по отношению к кварцу. Тонкая коллоформная оболочка пирита пересекает сфалерит и кварц. Сибирь, скважина № 97, глубина 197 м  $\times$  180.

пичным для взаимоотношений этих минералов. Наоборот, кварц в виде изометричных неправильных зерен, составляющих иногда агрегат мостовидной структуры, чаще всего равномерно окружает зерна пирита или послойно с ними слагает коллоформные рисунки. Любопытно, что кварц, образующий иногда микроскопические жилки в породе, часто заполняет их в виде столбчатых зерен, представляющих как будто структуру одновременного роста многих кристаллов на стенке трещины. Между тем, проверка оптической ориентировки столбчатых зерен показывает, что их нельзя рассматривать как результат одновременного роста в свободном пространстве, так как ось высшей симметрии у них не совпадает с направлением удлинения. На аналогичное явление недавно обратил внимание проф. В. А. Коптев-Дворников при изучении венчиков кварца около вкрапленников пирита на Юрьевском колчеданном месторождении, в Кировградском районе.

С. А. Юшко в своих работах указывает на значительное распространение в рудах Старого Сибая халцедона, который, по ее

мнению, замещается пиритом. Именно путем замещения халцедона, по мнению С. А. Юшко, и образовался коллоформный пирит. Необходимо указать, что ни в пределах Нового Сибая и ни в отдельных образцах из отвалов шахт Старого Сибая мне ни разу не удалось наблюдать типичных коллоформных структур, образованных халцедоном, хотя пирит с такой структурой наблюдается, как уже отмечалось, постоянно.

Систематических исследований кварца при изучении руд не проводилось. Возможно, что часть кварца, наблюдаемого в верхней зоне месторождения, принадлежит в действительности халцедону или, быть может, другой какой-либо разновидности  $\text{SiO}_2$  (например, кварцину).

Ковеллин. Ковеллин особенно распространен в пределах верхних 5—7 м сульфидной зоны. Ниже он постепенно вытесняется халькопиритом и частично борнитом, и на глубине 30—40 м встречаются лишь единичные зерна, связанные с трещинками в руде. Ковеллин наблюдается в форме агрегатов мелких, сильно удлиненных зерен размером в сотые, реже десятые доли миллиметра. В сфалерите он образует очень тонкозернистые агрегаты неправильных очертаний с величиной кристаллических неделимых в тысячные доли миллиметра. Характерной формой его выделений являются жилки и поверхностные оболочки около зерен халькопирита. Вследствие идиоморфизма сильно удлиненных кристаллических зерен ковеллина его жилки и каемки под микроскопом имеют зазубренные границы с замещаемым минералом. Ковеллин тесно ассоциирует с дигенитом и халькопиритом. При этом создается впечатление о замещении ковеллином дигенита, который, в свою очередь, развивается по борниту.

Черные рыхлые образования среди колчедана, описанные ранее А. Х. Ивановым в шахтах Старого Сибая как сажистые руды, состоят главным образом из ковеллина и дигенита.

Здесь уместно отметить, что в некоторых случаях в средних частях ковеллиновых жилок с дигенитом, заключенных в халькопирите, отмечался какой-то сероватый минерал (куприт?), оставшийся не определенным из-за малых размеров. Этот минерал как бы заполняет тонкие непрерывные трещинки, обросшие ковеллином и дигенитом. Последний минерал располагается на периферии жилок ковеллина.

Дигенит. До последнего времени как в СССР, так и за границей дигенит ошибочно принимали за кубический халькозин и за твердый раствор ковеллина в халькозине. Основанием к этому служили неточные экспериментальные данные Позняка, Аллена и Мервина, изучавших сульфиды меди в 1915 г., В 1941, 1942 и 1944 гг. были опубликованы работы Н. Бюргера [37, 38, 39], посвященные этому же вопросу. Н. Бюргер с большой тщательностью рентгенометрически исследовал естественные и искусственные халькозины и их твердые растворы с  $\text{CuS}$ . В результате этой работы было установлено существование дигенита с



формулой  $Cu_2S_3$ . Совсем недавно этот минерал был установлен Д. П. Григорьевым в рудах месторождения им. III Интернационала. В Сибире этот минерал до сих пор не был известен, т. к. принимался за халькозин. Главные диагностические признаки дигенита — это его светлый серовато-синий цвет и полная изотропность. Цвет дигенита в рудах Сибая почти не отличим от цвета ковеллина, когда последний ориентирован удлинением параллельно  $E$  (плоскости колебания необыкновенного луча).

В рудах зоны сульфидного обогащения Сибайского месторождения дигенит, наряду с ковеллином, является чрезвычайно



Фиг. 32. Взаимоотношения между халькопиритом (светлый — Ct), дигенитом (серый — D) и жилками ковеллина (темный — Cv). Сибай, карьер, глубина 12 м.  $\times 450$ .

Фиг. 33. Замещение халькопирита (светлый — Ct) борнитом (темный — Bo).

Внутри жилки борнита выдел тонкозернистый ковеллин (более светлый — Cv). Сибай, скважина № 137, глубина 23 м.  $\times 320$ .

распространенным минералом. Ковеллинистый колчедан Сибая было бы правильнее назвать ковеллино-дигенитовым колчеданом, так как дигенит нередко встречается в таких же количествах, как и ковеллин или халькопирит, а иногда в больших.

Дигенит располагается по периферии жилок ковеллина в халькопирите, слагая большей частью вдающиеся в халькопирит выступы и образуя мелкие самостоятельные жилки с тонко зазубренными контурами, совершенно аналогичные жилкам борнита, наблюдающимся в более глубоких частях зоны сульфидного обогащения. Возможно, что дигенит развивается по борниту. В некоторых случаях дигенит образует в халькопирите жилки, переходящие в сплошные полосы; в середине таких широких полосок дигенита всегда видна тонкая жилка ковеллина (фиг. 32).

#### Второстепенные и редкие минералы

**Борнит.** Борнит под микроскопом отмечается в заметных количествах в рудах из нижней части зоны супергенного сульфид-

ного обогащения. Наиболее распространен он в рудах на глубине 20—25 м от поверхности. Здесь борнит образует многочисленные микроскопические жилки и агрегатные скопления размером в сотые, реже в десятые доли миллиметра. Борнит развивается главным образом в халькопирите, хотя нередко и в цинковой обманке. В полировках с глубины 25—30 м можно наблюдать обильные жилки коричнево-розового цвета, иногда с очень слабым фиолетовым оттенком. Характер этих жилок ясно виден на приводимой фотографии (фиг. 33). Описываемые жилки первоначально принимались целиком за борнит, однако в дальнейшем было установлено, что внутри этих жилок, кроме остатков халькопирита, и розоватого борнита имеются включения более коричневатого минерала, который обладает едва заметным отражательным плеохроизмом, слабой анизотропией и не травится азотной кислотой. Розоватый же борнит при травлении его азотной кислотой (1:1) приобретает коричнево-желтый цвет. При этом вскипания кислоты не отмечается, а видны лишь отдельные редкие пузырьки, изредка отрывающиеся от поверхности жилок. Если в поле зрения микроскопа и тем более в полированном шлифе нет обоих минералов, то бывает трудно решить, с которой «разновидностью борнита» мы имеем дело, так как по цвету они очень сходны. Случай совместного нахождения обоих минералов пока ограничивается образцами богатых халькопиритовых руд из скважины № 137 с глубины в 30—35 м от поверхности (22—27 м от устья скважины), поэтому обычно мы имеем дело с одной «разновидностью борнита», которую пока просто и называем борнитом<sup>1</sup>.

«Коричневый борнит» закономерно располагается в жилках «розоватого», занимая в них среднюю часть. Нередко можно видеть, как «розоватый борнит» образует широкие зальбанды в тонких жилках «коричневатого борнита». В некоторых случаях относительно широкие зальбанды около жилок «коричневатого борнита» образует тончайший агрегат ковеллина и, повидимому, оранж-борнита (см. ниже). Борнит тесно ассоциирует с оранж-борнитом, халькопиритом и иногда ковеллином. Часто встречается он также среди сфалерита и на контактах пирита с другими минералами.

**Оранж-борнит.** Оранж-борнитом автор условно назвал, следуя примерам многих авторов, оранжево-коричневый минерал, ассоциирующий с борнитом и характеризующийся очень сильной анизотропией. Этот минерал довольно часто встречается в рудах Сибая в самой нижней части зоны вторичного сульфидного обогащения. Например, в зернах скважины № 137 с глубины 30—35 м от поверхности (22—27 м от устья скважины) оранж-борнит в виде микроскопических зерен можно встретить в каждом полированном шлифе. Зерна оранж-борнита обычно измеряются соты-

<sup>1</sup> Недавно (в 1946 г.) проф. С. А. Гахромеев любезно сообщил мне, что им обнаружен в рудах зоны обогащения Ново-Сибайского карьера в заметных количествах энаргит. Возможно, что наш «коричневый борнит» является энаргитом (С. И.)



ми и тысячными долями миллиметра. Лишь в отдельных случаях встречаются зерна величиной в десятые доли миллиметра. Они редко имеют агрегатное строение и большей частью состоят из одного-двух кристаллических индивидов. Форма зерен — либо изометричная неправильная, либо большей частью удлиненная. И в том и другом случае, вследствие неравномерной окраски, видно волокнистое (в плоском срезе) строение кристаллических зерен. Когда «волокна», всегда совпадающие с удлинением, расположены параллельно  $O$  (плоскости колебания обыкновенного луча), видно, что большая часть их окрашена в оранжево-коричневый цвет, а часть имеет более светлый желтоватый оттенок. Осветленные волокна располагаются обыкновенно по периферии зерен и на их концах, точно так же, как это бывает при освещении зеленой роговой обманки. При повороте столика микроскопа в положение, когда удлинение минерала совпадает с  $E$  (плоскостью колебания необыкновенного луча), минерал приобретает бледную розовато-коричневую окраску, трудно отличимую от цвета обычного борнита. При пользовании иммерсионными объективами окраска минерала при удлинении параллельно  $O$  — красновато-оранжевая, иногда желто-оранжевая, в зависимости от разреза. При удлинении параллельно  $E$  окраска в масле — розовато-пепельно-коричневая, опять-таки похожая на обычный борнит. Минерал характеризуется сильной анизотропией и цвет его в скрещенных николях меняется от бледно-фисташково-зеленоватого до красновато-оранжевого (но никогда не до красного, как у ковеллина). Под действием 20% водного раствора цианистого калия минерал быстро темнеет. Темнеет он также от паров царской водки. 50-процентная азотная кислота на описываемый минерал не действует.

Оранжево-борнит очень тесно ассоциирует с ковеллином и борнитом. Парагенетическая ассоциация ковеллина — оранжево-борнит — обыкновенный борнит имеет выдержанный характер, причем часто наблюдается закономерное расположение указанных минералов. В этом случае оранжево-борнит находится всегда между ковеллином и борнитом. Точно так же оранжево-борнит иногда располагается на границе между ковеллином — с одной стороны и агрегатом халькопирита с борнитом — с другой. Характерной особенностью оранжево-борнита являются часто наблюдаемые тесные сростания его с ковеллином, причем оба минерала как бы представляют одно кристаллическое зерно с одной кристаллической ориентировкой (одновременное погасание в скрещенных николях). При увеличении в 200—300 раз видно, что линзовидные волокна ковеллина находятся внутри оранжево-борнита и имеют с ними по удлинению зазубренную границу. Иногда даже создается впечатление о постепенном переходе от ковеллина к оранжево-борниту наподобие того, как это имеет место, скажем, между хлоритом и бесцветной слюдой.

Довольно часто оранжево-борнит вместе с ковеллином образует тончайшие агрегаты, кажущиеся при небольших увеличениях однородной массой с розовато-фиолетовым цветом. Такие агрегаты

в виде выполнения микроскопических жилок в халькопирите обычны, но содержат также значительные количества борнита, о чем упоминалось при описании последнего. В цинковистых рудах, содержащих небольшое количество халькопирита, оранжево-борнит наблюдался в виде тончайшей пленки (толщиной 0,3—0,8  $\mu$ ) между сфалеритом и кварцем. Оранжево-борнит иногда развивается в галените. В некоторых случаях можно наблюдать пересечение кристаллических зерен оранжево-борнита тонкими жилами борнита. В одном случае зерно оранжево-борнита размером около 0,1 мм обростало коллоидальным борнитом.

Нахождение оранжево-борнита только в рудах нижней части зоны супергенного обогащения и постоянная закономерная его ассоциация с ковеллином, борнитом и халькопиритом заставляют предполагать, что оранжево-борнит состоит из тех же элементов, что и указанные минералы, т. е. он является железо-медным сульфидом. Естественно предположить, что это как раз тот неизвестный минерал с формулой  $Cu_2FeS_6$ , который наблюдали Х. Э. Мервин и Р. Х. Ломбард в своих опытах по изучению системы  $Cu-Fe-S$  [51]. Полученное ими соединение в обыкновенном свете имело цвет борнита, а в скрещенных николях обнаруживало сильную анизотропию с изменением цвета от латунино-желтого до медно-красного.

Неизвестный минерал типа борнита, но с заметной анизотропией, был недавно отмечен Т. Н. Шадлуи в рудах месторождения имени III Интернационала. Оранжево-борнит из месторождения имени III Интернационала, по Т. Н. Шадлуи, имеет коричневатый розовый цвет и характерную отчетливую анизотропию с изменением цвета в скрещенных николях от яркого красноватого до зеленоватого; он встречается вместе с халькозитом и борнитом, но никогда не ассоциирует с халькопиритом.

Взаимоотношения оранжево-борнита с ковеллином, борнитом и халькопиритом были проконсультированы доктором Д. П. Григорьевым, объяснившим их с помощью тройной диаграммы  $Cu-Fe-S$  Мервина и Ломбарда. Д. П. Григорьев провел синтез этого минерала и получил оранжево-борнит в тех же отношениях с халькопиритом и ковеллином, которые и наблюдались в рудах Сибы. Результаты исследований Д. П. Григорьева будут, видимо, опубликованы.

Галенит. Галенит встречается почти исключительно в верхней части месторождения в районе действующего карьера; он отчетливо приурочен к рудам, обогащенным цинком. На глубоких горизонтах среди серноколчеданных руд и среди богатых пирротинных медных руд свинцовый блеск не наблюдался.

Галенит часто встречается в виде кристалликов размером 1—2 мм на стенках мелких пустот в колчедане; габитус кристалликов характеризуется комбинацией форм (100) и (111) с преобладающим развитием граней октаэдра. При микроскопическом изучении полированных шлифов свинцовый блеск встречался в виде неправильных выделений, часто имеющих общие очертания



с халькопиритом или заключенных среди последнего. Похоже, что галенит замещал халькопирит, либо вместе с последним замещал какой-то другой минерал. Очень часто свинцовый блеск располагается по трещинкам, выполненным кварцем и рассекающим все минералы. Здесь он иногда образует своеобразные крестовидно-решетчатые образования, изображенные на фиг. 34. В несколь-



Фиг. 34. Характер выделений галенита (белый) в кварцевой жилае, рассекающей колчедан. Черное—кварц. Сибай, скважина № 101, глубина 23 м.  $\times 1000$ .

ких случаях свинцовый блеск наблюдался в ядрах коллоформных образований пирита. Как в крустифицированных пустотках, так и в кварцевых жилах свинцовый блеск часто ассоциирует с зернами гринокита, описание которых приводится ниже. Необходимо отметить, что местами в верхних горизонтах в рудах отмечается значительное количество галенита и поэтому целесообразно систематически проверять разведываемые и добываемые руды на содержание свинца.

**Гринокит.** Гринокит был встречен в верхней части месторождения в рудах, обогащенных сфалеритом, халькопиритом и свинцовым блеском. Гринокит обнаруживается как под микроскопом, так и невооруженным глазом в мелких пустотках колчедана вместе с халькопиритом и свинцовым блеском.

Сибайский гринокит в зернах, размером менее 1 мм, просвечивает и имеет яркочерный цвет. В более крупных зернах он имеет менее яркий серовато-красный цвет, в то время как обычно гринокиту присущ оранжевый или лимонно-желтый цвет. Порошок сибайского гринокита оранжевый. При рассмотрении порошка в иммерсионных жидкостях видно, что показатель преломления у него очень высокий, а двупреломление низкое порядка единиц тысячных и никак не выше 0,012. Порошок сибайского гринокита, в противоположность обычному гринокиту, не растворяется в соля-

ной кислоте. В крепкой азотной кислоте растворяется с выделением газа и элементарной серы. В полированных шлифах минерал не травится KOH, HCl,  $K_3Fe(CN)_6$  и  $KOH + H_2O_2 + KMnO_4$ ; под действием  $HNO_3$  (1:1) полированная поверхность слабо тускнеет, обнаруживая трещинки. В отраженном свете под микроскопом описываемый гринокит имеет серый цвет с очень характерным зеленым оттенком, значительно более ярким, чем у теннитита. От последнего наш минерал в полированных шлифах отличается также сильными желтовато-красными рефлексами, которые не дают возможности судить о его анизотропии при скрещенных николях. Отражательная способность, как и твердость описываемого минерала, близки к сфалериту. Блеск алмазный, удельный вес  $4,9 \pm 0,2$ . Химический анализ минерала не был произведен, так как пока не удалось его обнаружить в достаточном количестве. Реакция с серной печенью дала положительные результаты. Спектральный анализ, выполненный в лаборатории Горно-Геологического Института УФАИ научным сотрудником Т. С. Нарбутовских, показал, кроме кадмия, присутствие индия:

Элемент	Характер спектральных линий
Cd	Очень сильные
In	Средние
Si	Средние
Pb	Слабые
Ti	Следы
Zn	Следы

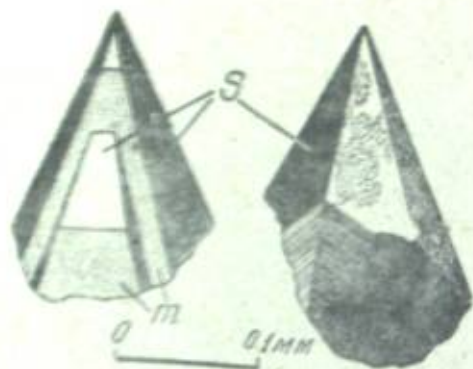
Анализом не обнаружены Be, As, Te, P, Sb, Pt, Au, Ta, Mn, Sn, Nb, Ga, W, Ge, Bi, Al, Mo, V, Li, Ag, Na (?), Ni, Zr, Ti, K, Sr, Cr, Hg, Ba.

Повидимому, отсутствуют в заметных количествах Fe, Cu, Ca и Mg. Эти элементы содержались в небольшом количестве в угольных электродах, что не дает возможности судить о наличии их малых количеств в исследованной пробе. То же в известной мере относится к Si, хотя его линии на контрольном снимке без пробы были более слабыми. Возможно, что обнаружение свинца объясняется очень небольшим загрязнением анализируемого минерала галенитом, несмотря на то, что он был под бинокулярной лупой тщательно удален из пробы. Контрольная спектрограмма искусственного CdS показала совершенно такой же интенсивности линии кадмия; линии индия на ней отсутствуют.

Выделения гринокита в пустотках наблюдаются как в форме отдельных кристалликов, так и их сростков, с трудом различимых невооруженным глазом. Рассмотрение под бинокулярной лупой показывает, что отдельные кристаллики обыкновенно представляют собой гексагональные острые пирамиды без характерного для гринокита притупления вершины моноэдром (фиг. 35). Гониметрическое исследование было затруднено малым размером кри-



сталликов (0,1—0,4 мм) и несовершенством их граней. Несмотря на это, два индивида размером 0,2 и 0,4 мм были гониометрически измерены на столике Федорова по способу, описанному А. Н. Заварицким [7]. При этом были использованы значительные увеличения микроскопа вплоть до 100 раз. В результате исследования было установлено, что грани главной пирамиды имеют по-



Фиг. 35. Кристалл гринокита; вид с противоположных сторон. Сибай, скважина № 137, глубина 35 м.

лярный угол от  $60^{\circ}05'$  до  $61^{\circ}31'$ , в среднем —  $61^{\circ}15'$  и принадлежат пирамиде  $S$  (по Гольдшмидту) с индексами  $(20\bar{2}1)$ . Двугранный угол между гранями пирамиды колеблется от  $51^{\circ}00'$  до  $53^{\circ}10'$ , равняясь в среднем  $51^{\circ}40'$ . На одном кристаллике были измерены грани, отвечающие индексам  $(42\bar{6}1)$  и  $(14\bar{5}1)$  и плоскость призмы  $m$   $(10\bar{1}0)$ . Грани  $(42\bar{6}1)$  и  $(14\bar{5}1)$  покрыты штриховкой, ориентированной параллельно наблюдаемым ребрам с гранями главной пирамиды. Обе грани, обладающие штриховкой, на кристаллах гринокита ранее не были известны [50; 4]. К сожалению, некоторое несовершенство кристалла вносит элемент неуверенности в правильность определенных индексов для этих двух граней, тем более, что отношения их осевых отрезков значительно отклонялись от целых чисел. Поэтому приводим величину измеренных двугранных углов:

$$(20\bar{2}1) \wedge (42\bar{6}1) = 46^{\circ}45' \pm 1^{\circ}15'; (42\bar{6}1) \wedge (14\bar{5}1) = 27^{\circ}30' \pm 2^{\circ}30'$$

$$(02\bar{2}1) \wedge (14\bar{5}1) = 43^{\circ}50' \pm 2^{\circ}00' \quad (20\bar{2}1) \wedge (02\bar{2}1) = 52^{\circ}25' \pm 0^{\circ}40'$$

Значительные колебания в двугранных углах вызваны искривлением граней, достигающим, например, на грани  $(14\bar{5}1)$  почти  $4^{\circ}$ .

На втором кристаллике, кроме главной пирамиды, была отмечена слабо развитая грань  $(40\bar{4}1)$  и небольшая блестящая плоскость (в области неровного разлома кристаллика) с индексами  $(30\bar{3}1)$ . Минерал обладает спайностью по крайней мере по двум направлениям, которые не были определены; повидимому, одно из них параллельное призме  $m$ .

Описываемый минерал был исследован рентгеновскими лучами: с него была снята порошкограмма в камере Дебая с диаметром  $57,3 \text{ мм}^2$ . Съемка велась без фильтра с железным антикатодом.

Поправка при расчете межплоскостных расстояний  $\frac{d}{n}$  вводилась по предварительно снятой рентгенограмме каменной соли. Параметры элементарной ячейки  $a$  и  $c$ , вычисленные по данным каждой линии, показывают приемлемую величину отклонений от средних цифр [5]. Интенсивность линий  $J$  определялась на-глаз по десятибалльной шкале.

№ линии	$hkl$	$J$	$\frac{d_0}{n}$	$\frac{d_0^2}{n}$	Размер элементарной ячейки	
					$a$	$c$
1	$40\bar{4}0$	4	3,532	—	4,078	—
2	$0002$	3	3,331	—	—	6,712
3	$10\bar{1}1$	10	3,124	—	4,081	6,691
4	$10\bar{1}2$	7	2,429	—		
5	$11\bar{2}0$	5	—	2,056	4,112	—
6	$11\bar{2}0$	10	2,054	—	4,098	—
7	$11\bar{2}2$	1	—	1,739		
8	$10\bar{1}3$	9	1,882	—	4,082	6,661
9	$20\bar{2}0$	1	1,775	—		
10	$11\bar{2}2$	8	1,748	—	4,111	6,670
11	$20\bar{2}1$	2	1,719	—		
12	$0004$	1	1,675	—	—	6,681
13	$20\bar{2}2$	2	1,570	—	4,108	6,681
14	$20\bar{2}3$	1	—	1,393		
15	$11\bar{2}4$	1	—	1,294	4,119	6,652
16	$20\bar{2}3$	6	1,392	—		
17	$11\bar{2}0$	2	1,344	—	4,095	—

1 Съемка и начальные стадии расшифровки проведены под руководством канд. физ.-мат. наук Н. Н. Буйнова, которому автор приносит свою благодарность.



ная), очень похожая на реакционную кайму. Магнетит, сидерит и отчасти гематит выделялись в одну из самых поздних стадий рудообразования. Они нередко выполняют зонально-крупификационные жилки, рассекающие пирротин в рудах глубоких горизонтов.

Позже других минералов выделился кварц, который заполняет прямолинейные трещинки, рассекающие все другие минералы. Внутри этих трещинок среди кварца иногда можно видеть остроугольные осколки пирита, а на верхних горизонтах также неправильные выделения решетчатого галенита и гринокита.

Значительный интерес представляют возрастные отношения цинковой обманки и халькопирита, главная масса которых выделялась близко—одновременно.

Графические включения халькопирита в цинковой обманке уже давно хорошо изучены во многих месторождениях и неоднократно описывались в литературе. Несмотря на это, до настоящего времени нет единства взглядов на их происхождение. Л. Тис [49; 1918], на основании просмотра большого материала, пришел к выводу, что сфалерит вообще замещается халькопиритом. Позже В. Ньюхауз [45; 1926] развивал в общем ту же точку зрения. Наоборот, Х. Шнейдерхен (1922), Ван-дер-Вен (1925) и некоторые другие считали, что прорастания халькопирита в цинковой обманке возникли путем распада твердого раствора. Американская комиссия по минеральному парагенезису [2; 1931] указала, что «каждая интерпретация (замещение и распад; С. И.), может быть правильна в различных случаях, так как нет достаточного критерия различать эти два возможных способа происхождения». Н. Бюргер [36; 1934] провел экспериментальное исследование образцов сфалерита с прорастаниями халькопирита и нашел, что халькопирит распадается и смешивается с сфалеритом при температуре около 400°, с очень незначительной растворимостью, вплоть до 350°. П. Шенон [40; 1932], рассматривая включения халькопирита и пирротина в сфалерите из рудника Ковбой в Орегоне, указывал на равномерное распределение включений халькопирита как вблизи жил этого минерала в сфалерите, так и в отдалении от них. Халькопирит, по мнению П. Шенона, выделялся в сфалерите при распаде твердого раствора, тогда как пирротин замещает сфалерит. Описание графических вкраплений халькопирита в сфалерит, как результата распада твердого раствора, приводится Эбергардом [41; 1931], Н. Петрулианом [46; 1934] и многими другими. Эдварс описал включения халькопирита в сфалерите, как продукт распада твердого раствора там, где имеются также жилки халькопирита в сфалерите [47].

Среди цинковых обманок Сибайского месторождения отчетливо различаются две разновидности—темная, мелкозернистая, проросшая халькопиритом, и светлая, в виде сравнительно крупных кристаллических зерен. Светлая цинковая обманка встречает-

ся редко; она выделилась в одну из самых поздних стадий рудообразования, так как отмечается главным образом в трещинках, пересекающих руду. Возрастные отношения темной цинковой обманки с халькопиритом в подавляющем большинстве случаев неясны. Иногда создается впечатление, что кристаллографические прорастания халькопирита являются результатом метасоматического замещения цинковой обманки. За это, как будто, говорит отсутствие сужений включенных пластинок халькопирита при их взаимных пересечениях и наличие в отдельных случаях очень тонких жилочек халькопирита, иногда нарушающих картины кристаллографических прорастаний. В местах пересечений таких жилочек с пластинками халькопирита также не наблюдается характерных сужений. С другой стороны, опыт изучения продуктов распада твердых растворов искусственных сплавов и минералов показывает, что в продуктах распада включающая и включенная фаза в зависимости от их природы способны принимать самые разнообразные формы вплоть до совершенно неправильных. В силу этого приходится с большой осторожностью относиться к отсутствию сужений пересекающихся включений халькопирита как к критерию, указывающему на замещение, а не на распад твердого раствора. Таким образом, обычно наблюдаемые в рудах Сибая взаимоотношения халькопирита и сфалерита не дают определенных указаний на относительный возраст этих минералов. Только в одном образце из лежачего бока удалось наблюдать ясные возрастные отношения между халькопиритом и сфалеритом. Напомним, что в этом образце крупные кристаллические зерна халькопирита размером в несколько миллиметров, имеющие неясные геометрические очертания, обрастали сфалеритом, обильно пронизанным графическими включениями халькопирита. Из рассмотрения образца ясно, что сначала образовались кристаллы халькопирита, а сфалерит выделился позже. Весьма вероятно далее, что сфалерит выделялся при этом не в чистом виде, а в виде твердого раствора с халькопиритом, который при понижении температуры распался, и халькопирит выделился в виде тонких графических прорастаний. Правда, можно сделать и менее вероятное предположение, что после отложения чистого сфалерита вновь начал выделяться халькопирит, замещая только что выделившийся сфалерит. Так или иначе, но факт образования обособленных выделений халькопирита раньше сфалерита, содержащего прорастания халькопирита, можно считать установленным. Весьма естественно желание экстраполировать установленные в одном образце отношения между халькопиритом и сфалеритом на всю массу руд, где их отношения получают тогда однозначное толкование. Дальнейшее изучение нового материала покажет, насколько такая экстраполяция допустима.

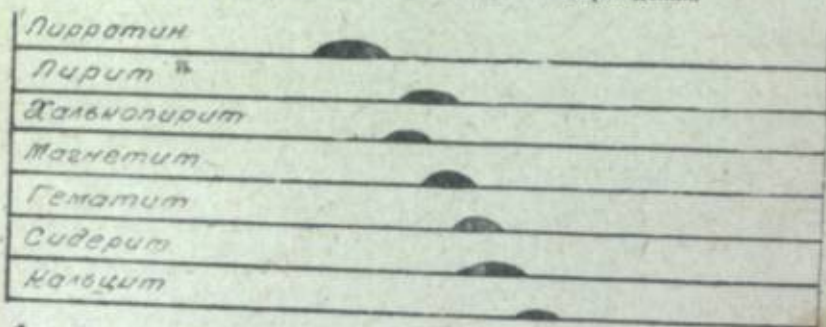
Ниже приводятся две схематических диаграммы, изображающие возможную последовательность выделения минералов в рудах верхних горизонтов и в рудах пирротинно-пиритовых, залегаю-



ших вблизи лежащего бока рудного тела. Недостаточная степень изученности взаимоотношений рудных минералов не позволяет обе диаграммы вполне уверенно соединить в одну.



Фиг. 36. Возможная схема последовательности образования минералов в рудах верхней части Сибайского месторождения.



Фиг. 37. Возможная схема последовательности образования минералов в рудах лежащего бока месторождения.

## II. ГЕНЕЗИС СИБАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Степень изученности Сибайского месторождения и общая спорность генезиса колчеданных месторождений Урала заставляют быть осторожным в высказываниях по этому вопросу и изложить только некоторые намечающиеся сейчас положения.

Источники и возраст оруденения. Рудные залежи Сибайского месторождения надо рассматривать как образования эпигенетические, хотя и возникшие, повидимому, в один геологический период с вмещающими породами. Эпигенетичность рудных тел колчеданных месторождений Урала и колчеданных месторождений вообще вовсе не является очевидной, и некоторые исследо-

ватели, начиная с Клокмана [1895] и до настоящего времени (Е. Е. Захаров, Е. К. Лазаренко, а за границей—Фреболд, Шнейдерхен) считают колчеданные месторождения сингенетичными с вмещающими их породами. В пользу эпигенетичности рудных залежей Сибайского месторождения говорят их мощные раздувы, иногда с очень крутыми контактами, повидимому, не согласными с элементами залегания вмещающих горных пород. Проникновение сульфидного вещества в горизонты брекчиевидных пород с замещением их рудой также, повидимому, указывает на эпигенетичность рудных залежей. Следы метасоматических процессов и характерный минералогический состав руды заставляют нас считать Сибайское месторождение гидротермальным.

Происхождение гидротермальных растворов, как это правильно указывает Ф. И. Ковалев (1939), повидимому, нельзя связывать с небольшими интрузивными телами диоритов, пересекающими улутаускую свиту в 7 км к юго-западу от месторождения. Эти диориты, согласно Ф. И. Ковалеву, принадлежат к серии жильных образований (диабазы, диориты, снейнт-порфиры), пересекающих не только улутаускую свиту, но и верхнедевонские осадочные толщи. В то же время все колчеданные месторождения в Баймакском районе заключены в породах более древних и не встречаются среди пород улутауской свиты и осадочных толщ верхнего девона.

А. Х. Иванов (1930) считал, что источниками рудоносных растворов могли быть предполагаемые карбоновые интрузии кислой магмы, дериватами которой, по его мнению, являются кварцевые альбитофиры лежащего бока месторождения. Эта концепция образования колчеданных месторождений в результате остывания гипотетических интрузий карбонового возраста была в свое время нечерпывающе раскритикована акад. А. Н. Заварицким [8—10]. В отношении Сибая необходимо отметить, что кварцевые альбитофиры лежащего бока месторождения принадлежат, вероятно, к породам карамалыташской толщи и имеют возраст не моложе, чем  $D^1$ , (залегают ниже бугульгирских красных яшм). Значительное количество туфов, обнаруженных среди кварцевых альбитофиров, заставляют сомневаться в их интрузивной природе. Так или иначе, но сильное развитие кварцевых альбитофиров наряду со спилитами в верхних горизонтах Ирландской свиты (карамалыташская толща) является характерным для этих горизонтов.

Таким образом, в окрестностях Сибая отсутствуют интрузивные породы, которым было бы удобно приписать роль первоисточников гидротермальных растворов. Нет надобности отыскивать их где-либо на большом расстоянии от месторождения или предполагать на глубине. Гораздо естественнее, следуя А. Н. Заварицкому, связывать генезис месторождения с гидротермальными источниками, сопутствовавшими вулканическим извержениям, которые дали огромные массы эффузивных и туфовых пород.



вещающих месторождение. Конечно, такая концепция ни в коем случае не предполагает возникновение рудных масс из излившихся потоков лав. Рудные тела и вмещающие их эффузивные горные породы возникли из общего первоисточника, повидимому, из гипабиссального вулканического очага, в один геологический этап.

Пути для подъема гидротермальных растворов служили, вероятно, в первую очередь, тектонические трещины, а также контакты пластующихся эффузивных горных пород, особенно сопровождаемые горизонтами вулканических брекчий. Предположение о подчинении формы Сибайского месторождения комбинации крутых трещин, так часто наблюдавшихся в современных вулканических областях, и пологопадающих контактов наложения эффузивно-туфовых пород, высказанное акад. А. Н. Заварицким при его посещении Сибайского рудника в 1941 г., в настоящее время как будто подтверждается буровыми разведочными работами. В северной части месторождения рудные залежи подчинены пологому напластованию горных пород, в то время как в южной половине рудного поля мощные тела колчедана имеют с запада почти вертикальный контакт.

Считая возраст месторождения приблизительно одинаковым с возрастом вмещающих руду горных пород, мы можем говорить и о возрасте оруденения, несмотря на его эпигенетичность. До настоящего времени Сибайское месторождение было единственным колчеданным месторождением на Урале, которое более или менее уверенно связывалось с породами среднего девона (Ф. И. Ковалев, 1940). Однако дополнительные геологические наблюдения, проведенные автором данной книги, показали, что окрестности Сибайского месторождения имеют антиклинальное строение, а горные породы, вмещающие рудные залежи, принадлежат к спилито-альбитофировому комплексу верхних горизонтов Ирландской свиты. Они залегают стратиграфически ниже бугульгирских красных яшм, возраст которых теперь определен как эйфельский (О. А. Нестоянова и И. Н. Трушкова, 1939).

Характер рудоотлагающего процесса и замещаемая порода. Вблизи контактов колчеданных залежей с боковыми породами в руде часто наблюдались реликтовые текстуры обломочных пород, в которых первичный силикатный материал (обломки и туфы кварцевых альбитофиров и спилитов) был замещен сульфидами и кварцем, а в зоне вкрапленных руд также хлоритом и серицитом. При изучении этих образований под микроскопом мы видели ясные картины замещения первичного материала тонкозернистым пиритом, мельничковит-пиритом, кварцем и карбонатом, а также сфалеритом и халькопиритом. Замещению подверглись кристаллы каких-то минералов, имеющие чаще всего в срезе форму табличек, реже сферолитовых сростков. Иногда в таких псевдоморфозах были видны, как будто, следы двойникового строения и характерное расположение их в виде гломеропорфи-

ровых скоплений. В этих случаях, вероятно, мы имели дело с замещенной эффузивной породой. Подобного рода псевдоморфозы встречались и среди рудного тела, вдали от контактов.

На фиг. 38 приведена фотография реликтов органических форм в виде трубчатых образований. Образец найден осенью 1939 г. в отвале шахты Капитальной, пройденной по неглубоко залегающим рудам лежащего бока в пределах Старого Сибая. Ф. И. Ковалев в своем отчете уверенно определяет эти органические образования как «прекрасно сохранившиеся отпечатки внешней формы и внутреннего строения члеников морских лилий» [подчеркнуто мною — С. И.] и пишет, что «колчедан полностью сохраняет внешнюю форму и внутреннее строение криноидей» [19]. Судя по фотографиям, приведенным в отчете Ф. И. Ковалева, та часть образца, которой он располагал, не отличается существенно лучшей сохранностью фауны от образца, изображенного на фиг. 38, который демонстрировался члену-корреспонденту Академии Наук Д. В. Наливкину и изучался палеонтологом Уральского Геологического Музея О. Н. Щегловой. Д. В. Наливкин указал, что трубчатая фауна мало похожа на криноидей и несколько напоминает ходы червей, встречающиеся в глинистых палеозойских известняках. О. Н. Щеглова изучала не только указанный образец, но также фауну в колчедане из керна скважины № 125 с глубины 135 м. Фауна здесь была обнаружена в 1945 г. Л. Г. Ламоватским. Интересно, что это новое место находки фауны приурочено к тонкому прослою перебойно-вкрапленных руд на контакте мощной залежи серного колчедана с перекрывающими ее кварцевыми альбитофировыми и их туфами. Скважина № 125 пробурена в самой южной части месторождения, непосредственно южнее Ново-Сибайского карьера. О. Н. Щеглова, согласно ее личному сообщению, определила фауну как *Columnaria vulgaris* Soch. из отряда *Tetracoralla*. По мнению О. Н. Щегловой, в некоторых кораллах фиг. 38 сохранились септы первого и второго циклов (по 17 и 18), видна эпитека, концентры роста и продольные рюги. Кораллы *Columnaria* характерны, повидимому, для отложений девона и особенно среднего девона.



Фиг. 38. Колчедан с ограниченными трубчатыми формами, определенными О. Н. Щегловой как *Columnaria vulgaris* Soch. Сибай, северо-западная часть месторождения, отвал шахты Капитальной «Старого Сибая».  $\times 1/2$ .



Кроме тетракораллов О. Н. Щегловой была установлена *Rachyrga cervicornis Goldf.* из семейства Favositidae.

Таким образом, мы имеем дело с метасоматическим замещением сульфидами какой-то породы с органогенной текстурой, скорее всего — известняков с кораллами *Rugosa* и *Tabulata*.

В частично оруденелых брекчиях лежащего бока месторождения иногда встречаются кремнистые куски, очень похожие по своему виду и структуре на метасомы по известнякам. В отдельных случаях такие куски с поверхности бывают замещены тонкозернистым агрегатом халькопирита, к центру постепенно сменяющимся кремнистым материалом. При рассмотрении расколотого куска такого халькопирит-кремнистого образования создается впечатление о частичном замещении куска известняка халькопиритом с последующим окремнением остатков известняка. Долгое время не придавали большого значения подобным не так уж часто встречающимся образованиям, поскольку впечатление об окремнелом известняке не могло быть подтверждено и являлось лишь результатом зрительного восприятия тонкозернистой структуры кремня, похожего на известняк. Однако совсем недавно в скважине № 121, на глубине 352 м автору удалось обнаружить среди несколько брекчиевидного колчедана, содержащего большое количество железистых карбонатов, включения мелкозернистого известняка. Включения известняка имеют характерную светлосерую окраску с неправильными коричневатыми, более темными участками, повидимому, органического происхождения. По периферии в зоне шириной в несколько сантиметров известняк содержит обильную вкрапленность пирита в виде мелких агрегатных включений. Под микроскопом видно, что включения пирита имеют как округлые, так и неправильные контуры и состоят из неравнозернистого агрегата кристаллических зерен.

Таким образом, можно считать доказанным, что руды Сибайского месторождения, по крайней мере частично, возникли за счет замещения, с одной стороны, известняков, а с другой — брекчиевидных эффузивных пород.

Можно предположить, что руды перебойно-вкрапленные, замещенные неполностью, возникли за счет эффузивных обломочных пород и туфов, в то время как руды массивные представляют собой метасомы по известнякам, переходящим к периферии в брекчии смешанного состава (из эффузивных пород и известняков). Подтверждением этого предположения может служить избирательное замещение, наблюдаемое в перебойно-вкрапленных рудах, представляющих из себя частично оруденелые брекчии. Здесь постоянно можно видеть, что одни куски целиком сложены пиритом, халькопиритом или цинковой обманкой, в то время как другие представляют собой обломки (иногда округлые) кварцевого альбитофира или нацело превращены в белые кремнистые образования. Интересно, что и цемент состоит из мелкого катакластического

материала рудного и нерудного состава. При рассмотрении этих обломочных пород первоначально создается впечатление, что они представляют продукт раздробления руды и кварцевого альбитофира, т. е. что раздробление произошло после возникновения руды. Однако внимательное изучение, безусловно, доказывает, что здесь имеет место избирательное замещение обломочной породы. Об этом говорит как внутреннее строение самих замещаемых кусков и микрокусочков, так и отмечающийся иногда переход частично оруденелого цемента в сплошной массивный колчедан.

Трудно предположить, что залежи сплошного колчедана произошли путем замещения тех же эффузивных или эффузивно-туфовых пород, которые вмещают месторождение. Против этого говорят резкие контакты сплошного колчедана с пустой породой, наблюдаемые как на границах сплошных колчеданных залежей, так и в перебойных рудах, где прослон и скопления сплошного колчедана резко граничат с породами, содержащими лишь зерна сульфидов. Контакты сплошного колчедана с пустой породой подчас совершенно не сопровождаются перебойно-вкрапленными рудами. При этом можно наблюдать резкую границу между сплошным колчеданом и кварцево-серпичитовой (или хлоритовой) породой, включающей лишь отдельные зерна и жилки колчедана. Резкие контакты на Сибайском месторождении, повидимому, нельзя объяснить тем, что метасоматический процесс шел сплошным фронтом, нацело превращая в колчедан все встречающиеся на своем пути горные породы. Таким именно образом обычно объясняют резкие контакты на других колчеданных месторождениях. Однако в данном случае такое объяснение вряд ли приемлемо, так как имеются некоторые доказательства избирательного метасоматического процесса, развивающегося как раз на контактах. Таким образом, мы стоим перед задачей: как объяснить резкие контакты сплошных колчеданных залежей с боковыми породами, если представление о сплошном ровном фронте метасоматического процесса не подтверждается фактами. Автору кажется, что на этот вопрос в данном случае при современном уровне наших знаний может быть дан такой ответ: замещению подверглись в основном другие горные породы, отличные от вмещающих месторождение. Какие же это могли быть породы? Естественно, конечно, предположение, что это были известняки. Реликтовые органогенные формы в сплошном колчедане и незамещенные остатки известняка среди руды в скважине № 121 служат подтверждением этого предположения.

Придя к мысли о возможности возникновения Сибайского месторождения путем замещения известняков, мы сразу сталкиваемся с некоторыми, еще совсем неясными вопросами. Ассоциация известняков с туфобрекчиями, альбитофирами и частично яшмами вряд ли может вызвать какие-либо возражения. Гораздо более трудным является вопрос о форме замещенных известняковых



тел. Могут ли известняки по условиям своего образования давать мощные раздувы, постепенно разбивающиеся на отдельные пропластки, иногда хорошо выдержанные по простиранию, а иногда, наоборот, быстро выклинивающиеся? Каковы при этом должны быть взаимоотношения известняков с окружающими их горными породами туфообломочными, эффузивными и осадочными (яшмами)? Автор считает, что на эти вопросы, как и на ряд других, в условиях Сибая сейчас нельзя дать уверенного ответа. Только развитие горных работ и детальная геологическая съемка, сопровождаемая большим числом шурфов и скважин, создадут благоприятные условия для решения поставленных вопросов.

В настоящее время, повидимому, следует под углом зрения возможного замещения известняков пересмотреть вообще фактический материал по уральским колчеданным месторождениям. Возможно, что такая ревизия даст новое толкование рудовмещающим сланцам некоторых колчеданных месторождений Среднего Урала, показав их осадочное происхождение там, где до сих пор они без должных оснований относились к метаморфизованным изверженным породам.

Интересно, что А. В. Пэк, изучая Левихинское месторождение на Среднем Урале и занимая в вопросах генезиса колчеданных месторождений совсем другие позиции, также пришел к мысли, что резкие контакты массивных сплошных колчеданных тел с вмещающими сланцами могут быть объяснены только замещением других неизвестных пород, под которыми он, согласно его публичным докладам, подразумевает известняки, хотя об этом и не пишет.

Температура и глубина образования месторождения. Важным вопросом генезиса Сибайского месторождения является выяснение условий температуры и давления при рудоотложении. В этом направлении исследование месторождения также дает нам некоторые данные. Прежде всего необходимо отметить исключительно сильное развитие крустификационных образований и вообще продуктов выполнения пустот и открытых трещин (друзы, обломки). Известно, что крустификационные образования и многократно чередующиеся симметрично-зональные выполнения открытых трещин очень характерны для эпикрустальных месторождений. В этом смысле Сибайское месторождение является собой типичный пример и вполне аналогично многим месторождениям этой группы, описанным в Европе и Америке.

Образование месторождения вблизи поверхности подтверждается, повидимому, также изменением минерализации по вертикали в пределах месторождения. На глубине 250—300 м руда складывается главным образом пиритом, пирротинном, халькопиритом и сидеритом с небольшой примесью магнетита и сфалерита. На верхних же горизонтах преимущественное развитие имеют пирит, цинковая обманка и халькопирит с небольшой примесью свинцового блеска и гринокита.

Коллоидные структуры руд, так сильно распространенные в Сибайском месторождении, также свидетельствуют о том, что месторождение образовалось на небольшой глубине и при невысокой относительно температуре. Во всяком случае, неполная перекристаллизация, лишь частичный метаморфизм руд, их сохранившийся метаколлоидный и коллоидный облик говорят за то, что месторождение после своего образования находилось в течение огромного интервала времени, прошедшего с момента его возникновения, в зоне невысоких температур и давлений.

Абсолютную температуру, господствовавшую во время рудообразования, мы не знаем. Если считать, что прорастания халькопирита в сфалерите возникли в результате распада твердого раствора, то температура образования сфалерита, повидимому, должна быть выше 400°C [36].<sup>1</sup>

Пострудные тектонические смещения. После своего возникновения Сибайское месторождение претерпело вместе с вмещающими его горными породами сравнительно небольшие деформации. Несмотря на то, что слоистые толщи горных пород здесь смяты в складки с углами падения 30—40°, а иногда и больше, они не приобрели сланцеватости, а обнаруживают только обычные зеленокаменные изменения и лишь местами имеют сильный кливаж. Даже самые податливые кварцево-серицитовые и серицит-хлорит-карбонат-кварцевые горные породы, возникшие в пределах рудного поля благодаря гидротермальному метаморфизму кварцевых альбитофиров, сохранили свою массивную реликтовую структуру. Лишь в единичных случаях среди них встречаются грубо рассланцованные участки (скважины № 126, № 138 и некоторые другие). В рудных телах тектонические напряжения сказались в разрывах и небольших смещениях, которые иногда можно было наблюдать в подземных выработках северной части месторождения. В буровом керне скважины № 128 на глубине 201 м можно было видеть тектонический контакт крупнозернистой массивной руды с совершенно мионитизированным серным колчеданом. При микроскопическом исследовании полировок нередко отмечается трещиноватость массы пирита и пирротина с заполнением трещин кварцем или сидеритом. Наконец, следует указать на трещины отдельности, разбивающие руду на крупные глыбы. Трещины отдельности являются, повидимому, результатом наиболее поздних тектонических напряжений.

Последним этапом истории месторождения был выход его верхней части на поверхность земли, что произошло, повидимому, еще в мезозое. Процессы окисления и гидратизации протекали в своеобразных условиях, так как дали неглубокую, но резко выраженную зону сульфидного обогащения и очень богатую благородными металлами зону полного выщелачивания.

<sup>1</sup> Я говорю «повидимому», так как 400°C отмечаю температуру гомогенизации, которая может не совпадать с температурой образования сфалерита. (С. И.)



### III. ПЕРСПЕКТИВЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Перспективы открытия новых колчеданных месторождений в Баймакском районе недавно были изложены автором в специальной статье [17], и здесь остается сказать только о перспективах собственно Сибайского месторождения.

Большая площадь распространения оруденения говорит о значительной интенсивности рудоотлагающего процесса и благоприятных условиях для его проявления. Благодаря этому надо ждать дальнейших открытий новых рудных скоплений, как непосредственно связанных с известным уже месторождением, так и в пределах нескольких километров от него. Слабая окоинуренность месторождения буровыми скважинами и малая эффективность электроразведочных работ на обширных заболоченных площадях плоских речных долин (особенно к югу и юго-западу от месторождения) предоставляют возможности для благоприятных прогнозов. Необходимо тщательно исследовать всю площадь антиклинального поднятия спилитов и кварцевых альбитофигов, вскрыв наносы сетью дудок и буровых скважин. В первую очередь надо нащупать западный контакт кварцевых альбитофигов и проверить причину небольших, но ясных депрессий рельефа к северо-западу от месторождения (в 0,5—1,0 км от него). Если эти депрессии вызваны карстовыми явлениями в известняках, то обнаружение последних в толще рудо-вмещающих пород было бы чрезвычайно интересным.

Рассматривая вопрос о пределах распространения руд Сибайского месторождения на глубину, нужно учитывать не только положительные результаты бурения в средней части месторождения, но и некоторые отрицательные данные. К числу их относится выклинивание руды на глубине около 250 м в северной части месторождения (скважина № 57) и признаки изменения минерализации по наиболее глубокому скважинам на Новом Сибаяе (появление в значительных количествах пирротина и сидерита).

Принимая во внимание глубину выклинивания других колчеданных месторождений Урала и морфологические особенности Сибая, вряд ли можно предполагать распространение сплошных руд на глубины, превышающие 450—550 м для южной части месторождения и, быть может, немногим больше для центральной его части. Однако и в этом случае Сибайское месторождение по запасам колчеданных руд заняло бы, вероятно, первое место на Урале.

#### КРАТКОЕ ОБОБЩЕНИЕ

В результате проведенного исследования установлено, что Сибайское месторождение, будучи типично колчеданным, имеет ряд интересных особенностей, существенных для понимания генезиса всех уральских месторождений этого типа.

Месторождение приурочено к эффузивно-туфовой зеленокаменной толще азиатского склона Урала и залегает в восточном

крыле антиклинального поднятия, сложенного породами альбитофиго-спилитового комплекса. Возраст вмещающих месторождение горных пород определяется вероятным залеганием их под бугулыгирскими красными яшмами ( $D_2$ ) и поэтому не может быть поднят выше эйфеля.

Кварцевые альбитофиры рудного поля Сибайского месторождения являются, по крайней мере в значительной части, эффузивными горными породами. Они чередуются с туфами и грубообломочными породами того же состава, изредка с примесью матеала спилитов. Зеленокаменные горные породы основного состава, залегающие висячем боку месторождения и развитые далее на восток, определяются как спилиты, их туфы и спилитовые крупнообломочные породы. Они в сильной степени метаморфизованы и находятся на низких ступенях регионального метаморфизма, характеризуемых хлорит-пренит-пумпеллитовой и хлорит-кальцитовой фациями.

Вблизи рудных тел кварцевые альбитофиры, их туфы и грубообломочные породы подвергались хлоритизации, пиритизации, карбонатизации, окварцеванию и серицитизации. Процессы изменения особенно сильно проявились в южной части месторождения, где карбонатизация, окварцевание и серицитизация распространяются более чем на 70 м от рудной залежи. Мало измененные на вид кварцевые альбитофиры, залегающие вблизи руды, при микроскопическом исследовании оказываются состоящими из тонкозернистых (около 0,01 мм) скоплений серицита, кварцевых псевдоморфоз по сферолитам и порфирировых выделений кварца.

Кварцевые альбитофиры Сибая по своему первичному облику и по сопровождающим их спилитовым породам ближе стоят к кварцевым кератофирам Блявы, чем к соответствующим породам Учалов. Вторичные же изменения в них, связанные главным образом с рудным метаморфизмом, носят промежуточный характер между соответствующими изменениями пород на Бляве (серицитизация в Яман-Касах) и в Учалах.

Руда залегает или среди толщи кварцевых альбитофигов вблизи контакта ее с толщей спилитовых пород, или непосредственно на контакте с ними. В самом контакте с рудой горные породы всегда имеют обломочный характер. В различных случаях величина обломков колеблется от микроскопических до измеряемых метрами. Часть обломков в области контакта с рудой нацело замещена сульфидами, в то время как другие совершенно не тронуты замещением или содержат лишь отдельные вкрапления пирита. Контакт сплошного колчедана с пустой породой всегда резкий. В единичных случаях среди обломочных пород наблюдались тонкие прослои яшм, параллельные рудным залежкам.

В северной части месторождения рудное тело имеет пластообразную форму и подчинено напластованию эффузивно-туфовых пород и горизонтам вулканических брекчий. В южной части оно принимает более изометричные формы и представляет мощные



скопления колчедана с крутым восточным падением. На флангах месторождения и между мощными штоками рудная залежь разбивается на параллельные пропластки, постепенно выклинивающиеся по простиранию.

Выходы месторождения на дневную поверхность представлены бурым железняком, под которым залегает тонкий слой очень богатых золотом и серебром сцементированных кремнистых образований (зона полного выщелачивания). Зона пиритной сыпучки и зона сульфидного обогащения имеют малую вертикальную мощность, но выражены очень отчетливо. Первичные сульфидные руды начинаются на глубине 20—30 м.

Главными минералами сульфидных руд являются: пирит, мельниквит, халькопирит, сфалерит, пирротин, сидерит и кварц, а в зоне супергенного обогащения еще ковеллин и дигенит. В мощных штоках в южной половине месторождения пирит концентрируется в центрах рудных тел, а халькопирит у зальбандов. Руды всякого бока обогащены, кроме того, сфалеритом, а лежащего — пирротинном и сидеритом.

Второстепенными и редкими минералами являются: магнетит, борнит (супергенный), галенит, арсенипирит, гринокит, гематит, хлорит, кальцит, серицит, опал и куприт (?). Кроме того, под микроскопом обнаружен неизвестный сильно анизотропный минерал, встречающийся в тесных закономерных сростаниях с ковеллином и халькопиритом; он определен как «оранж-борнит». Марказит и вюрцит, распространенные в Бляве и Яман-Касах, в Сибяе не встречаются. Руда характеризуется резкой неравнозернистостью, сильным развитием коллоформных структур и обломочным строением. Весьма распространены крустификационные пустоты и жилки, обросшие по стенкам пентагондодекаэдрами пирита и выполненные иногда в центре сидеритом и кальцитом.

Среди выделений пирита можно различать: 1) единичные крупные кристаллы размером до нескольких сантиметров [отмечены комбинации (111), (321) и др.]; 2) обильные криптокристаллические и тонкозернистые коллоформные агрегаты и 3) зернистые выделения и кристаллы [главным образом форма (210)], обрастающие коллоформные почки и заполняющие многочисленные крустификационные пустоты. Повидимому, образование пирита началось с отдельных кристаллических индивидов, затем в больших количествах выделялись криптокристаллические и гелевые разновидности пирита (чередующиеся слои мельниквита и тонкозернистого пирита). Далее скорость выделения пирита, видимо, уменьшилась и снова начали образовываться его крупнозернистые формы.

По крайней мере, часть пирита возникла за счет пирротина. В зальбандах рудных залежей дисперсии пирита (размер кристаллических зерен 0,2—5  $\mu$ ) часто образуют псевдоморфозы по каким-то идиоморфным минералам, очень похожим иногда на полевые шпаты эффузивов. Вблизи контактов также встречаются

метасомы сульфидов (главным образом пирита) и сидерита по фауне, принадлежащей скорее всего тетракораллам (по определению О. Н. Щегловой — *Columnaria vulgaris* Soch. и *Rachypora cervicornis* Goldf). На глубине в рудах, сильно обогащенных сидеритом, обнаружены небольшие остатки незамещенных серых известняков.

Халькопирит и иногда сфалерит избирательно замещают мельниквит и дисперсии пирита, в то время как зернистый пирит сохраняется. Процесс замещения хорошо устанавливается в зональных почковидных образованиях пирита и мельниквита, в которых можно видеть проникновение халькопирита в слои, состоящие из мельниквита. В коллоформных пирит-халькопиритовых структурах концентры, состоящие из халькопирита, имеют грубозернистое строение (выявляемое травлением) и резко отличаются от тончайших кружевных рисунков тонкозернистого пирита. Замещение также ясно видно в псевдоморфозах дисперсий пирита по удлиненным кристаллам неизвестного минерала, обросшим венчиками зернистого пирита. Многие из этих псевдоморфоз частично или нацело замещены халькопиритом. При сильных увеличениях можно видеть все стадии замещения халькопиритом дисперсий пирита.

Халькопирит располагается в виде мельчайших обильных (до 20% от объема сфалерита) включений шириной 1—3  $\mu$  по трещинам спайности в сфалерите. Более крупные выделения халькопирита отмечаются между кристаллическими зернами сфалерита. Возможно, — это структуры распада твердого раствора, хотя в них и не наблюдается сужений пересекающихся включений халькопирита. Сфалерит, содержащий тонкие включения халькопирита, в одном образце из зальбанда обрастает в виде каемок монокристалльные зерна халькопирита. Сфалерит часто образует вместе с мелкозернистым пиритом зонально-симметричные жилки, рассекающие грубозернистый агрегат пирита. Нередко в таких жилках в пирите встречаются микроскопические включения арсенипирита. Мелкие кристаллики этого минерала иногда также нарастают на коллоформных почках пирита. Кальцит, кварц, галенит и гринокит под микроскопом встречаются редко и обнаруживаются обычно невооруженным глазом в жилках, рассекающих массу пирита, халькопирита и сфалерита, в верхних частях месторождения. Сидерит, пирит, магнетит, реже гематит и кварц заполняют такие же секущие жилки в нижних глубоких частях месторождения в рудах, содержащих пирротин.

Всего вероятнее, что сульфидное оруденение возникло метасоматическим путем на небольшой глубине. Замещению подверглись, вероятно, известняки, туфы и брекчии эффузивных пород. Оруденение, повидимому, не может быть связано с диоритами, небольшие тела которых рассекают свиты среднего девона в 6 км к юго-западу от Сибая. Аналогичные секущие тела кварцевых диоритов часто встречаются в Баймакском районе и среди толщ верх-



него девона. Однако ни одно из колчеданных месторождений, известных в районе, не залегает среди отложений верхнего девона (Ф. И. Ковалев, 1944). Генезис месторождения, по видимому, надо связывать с поствулканической деятельностью нижнего или начала среднего девона. Первоначально были отложены массы пирротина и пирита (мельниковита), которые затем подверглись частичному замещению сфалеритом и халькопиритом. После своего образования месторождение не претерпело динамического метаморфизма, и его руды в значительной мере сохранили свою первичную структуру, хотя и подверглись интенсивной раскристаллизации.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Амраслаиов А. А. Минералогическая характеристика колчеданных месторождений и вторичные процессы в них. ОНТИ, 1937.
2. Басти Э., Грейтон Л., Лингрен В., Ньюхауз В., Шварц Г. и Шорт М. Критерии возрастных соотношений минералов по наблюдениям в полированных шлифах. Перевод из *Econot. Geol.*, т. XXVI, стр. 561—610, ГОНТИ, 1934.
3. Бетехтин А. Г. Классификация структур и текстур руд. Изв. АН, сер. геол., № 1, 1937.
4. Бетехтин А. Г. Пирит. Гренинит. «Минералы СССР», изд. АН: 616—617, 188; 1940.
5. Болдырев А. К., Михеев В. И. и др. Рентгенометрический определитель минералов, ч. I. Зап. Лен. Гор. Ин-та, вып. 2, 1938.
6. Заварицкий А. Н. Таялык-Баймакский меднорудный район. Журн. «Горное дело», т. I, приложение 4, 1920.
7. Заварицкий А. Н. Измерение кристаллов при помощи микроскопа с федеровским столиком. Зап. Рос. Мин. Об-ва. Втор. сер., ч. 38, вып. 1, 1929.
8. Заварицкий А. Н. Колчеданное месторождение Блява в Южном Урале и колчеданные залежи Урала вообще. Труды Геол. Ин-та АН, т. V, 1936.
9. Заварицкий А. Н. Некоторые основные вопросы геологии Урала. Изв. АН, сер. геол., № 3, 1941.
10. Заварицкий А. Н. О некоторых особенностях колчеданных месторождений Блява, Сибай, Учалы. Изв. АН, сер. геол., № 1, 1943.
11. Заварицкий А. Н. О генезисе колчеданных месторождений. Изв. АН, сер. геол., № 3, стр. 17, 1943.
12. Заварицкий В. А. Обломочно-вулканические породы на колчеданном месторождении Блява (Южный Урал). Изв. АН, сер. геол., № 1, 1943.
13. Заварицкий В. А. Горные породы, вмещающие Учалинское колчеданное месторождение и их метаморфизм. Записка Всерос. Минерал. Об-ва, № 3—4, 1943.
14. Заварицкий В. А. Зеленокаменные породы из района Учалинского колчеданного месторождения на Южном Урале. Изв. АН, сер. геол., № 2, 1945.
15. Захаров Е. Е. и Юшко С. А. Очерки по геохимии Урала. Труды ВИМС, вып. 75, 1935.
16. Иванов С. Н. Новые данные о генезисе колчеданных месторождений Среднего Урала. Изв. АН, сер. геол., № 1, 1943.
17. Иванов С. Н. Перспективы Баймакского меднорудного района на Урале в связи с новой теорией академика А. Н. Заварицкого. Изв. АН, сер. геол., № 5, 1944.
18. Иванов С. Н. О геологическом строении окрестностей Сибайского месторождения. Изв. АН, сер. геол., № 4, 1946.
19. Ковалев Ф. И. Генезис колчеданных и золото-баритовых месторождений Баймакского района. «Сов. геол.», № 2, 1944.
20. Коржинский Д. С. Подвижность и инертность компонентов при метасоматозе. Изв. АН, сер. геол., № 1, 1936.
21. Коржинский Д. С. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири. Слюдя СССР. Сборник ЦНГРИ, 1937.
22. Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Труды Ин-та геол. наук АН, вып. 12, 1940.
23. Коржинский Д. С. Абиссофобный минерал пумпеллит в породах горы Благодати и реки Турьи, и о факторе энергии превращения. Изв. АН, сер. геол., № 3, 1944.
24. Кротов В. П. Классификация и номенклатура минералов группы окиси и гидратов окиси железа. Железнодорожные месторождения Алапаевского типа, т. II, изд. АН, 1936.
25. Дибровиц Л. С. Геологические исследования на Восточном склоне Южного Урала в 1925 г. Изв. Геолкома, т. 46, № 2, 1927.



26. Либрович Л. С. Геологическое строение Кизило-Уртаймского района на Южном Урале. Труды ЦНГРИ, вып. 61, 1936.

27. Меглицкий и Антипов. Геогностическое описание южной части Уральского хребта, исследованной в течение 1854 и 1855 гг. С. Петербург, 1858.

28. Мурчисон Р. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского. С. Петербург, 1849.

29. Петренко А. Геология северо-восточной части Орского района. Труды ГГУ, вып. 250, 1932.

30. Петропавловский С. А. Геофизическая разведка сульфидных месторождений в Таналык-Баймакском районе Баш. АССР. «Цвет. мет.» № 5—6, 1940.

31. Пилявченко П. П. К вопросу о генезисе агатов. Бюллетень Московского общ. исп. природы, отдел геологии. 12(2): 279—295, 1934.

32. Сергиевский В. М. Петрографический очерк пород Кизило-Уртаймского района. Труды ЦНГРИ, вып. 59, 1936.

33. Чухров Ф. В. Каллоиды в земной коре. Изд. АН, 41—43, 1936.

34. Шахов Ф. М. Материалы по геологии Таналык-Баймакского медно-рудного района на Южном Урале. Изв. Сибир. Техн. ин-та, т. 49, вып. 1, Томск, 1928.

35. Юшко С. А. Минералогическое изучение колчеданистых руд Баймакского района (Южный Урал). Труды Геол. ин-та АН, т. VIII, 1938.

36. Buerger N. W. The unmixing of chalcopryrite from sphalerite. Am. Min. 19, 525—530, 1934.

37. Buerger N. W. The chalcocite problem. Econ. Geol. 36, pp. 19—44, 1941.

38. Buerger N. W. X-ray evidence for existence of the mineral degentite  $Cu_9S_7$ . Am. Min., vol. 27, № 10, 1942.

39. Buerger M. F. and Buerger N. W. Low-chalcocite and high-chalcocite. Am. Min. vol. 20, № 1—2, 1944.

40. Chapon P. I. Chalcopryrite and pyrotite inclusions in sphalerite. Am. Min., 17, 514—518, 1932.

41. Eberhard C. Zwei Erzermischungen von Scheeberg in Tirol. Centr. Min. Abt. 15, 147—153, 1921.

42. Glockner R. Materialprüfung mit Röntgenstrahlen. Zweite Auflage, 1936.

43. Goldschmidt V. Atlas der Krystallformen, 4 Bände, 1890.

44. Merwin A. E. and Lombard R. H. The system Cu—Fe—S. Econ. Geol. Lancaster, Pa, 1937.

45. Newhouse W. H. Intergrowths of certain minerals. Econ. Geol. v. 21, pp. 68—70, 1926.

46. Petruilian N. S. Etude chalcographique des gisement de plomb et de Znc de Herja. Ann. Inst. Geol. al Romanie, 16, 518, 1914.

47. Schwartz G. M. Progress in the study of Exolution in ore Minerals. Econ. Geol., № 5, 1942.

48. Smith F. G. Variation in the properties of pyrite. Am. Min. 27, 1942.

49. Teas L. P. The relation of sphalerite to other sulphides in ores Trans. A. I. M. E., v. 49, pp. 68—82, 1918.

50. Watson K. P. Colloform sulphide veins of Port au Port Peninsula, Newfoundland, Econ. Geol. № 8, 1943.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Глава первая. Общие сведения о месторождении и геолого-петрографическое описание рудомещающих горных пород . . . . .	5
I. Общие сведения . . . . .	—
История разведки месторождения . . . . .	—
Предшествующие геологические исследования . . . . .	6
Краткая орографическая характеристика района Сибайского месторождения . . . . .	8
II. Геологическое строение окрестностей Сибайского месторождения . . . . .	—
III. Геолого-петрографическая характеристика рудомещающих горных пород . . . . .	13
Кварцевые альбитофирмы и их туфы . . . . .	—
Спидиты, диабазовые порфириты, их брекчии и туфы . . . . .	23
Рудный метаморфизм вмещающих горных пород . . . . .	27
Заключение к петрографической характеристике рудомещающих горных пород . . . . .	32
IV. Геологические особенности строения месторождения . . . . .	33
Глава вторая. Минералогические особенности колчедана и генезис месторождения . . . . .	37
I. Минералогические особенности колчедана . . . . .	—
Предшествующие исследования . . . . .	—
Гипогенная и супергенная зональность в месторождении . . . . .	38
Структурные особенности руд . . . . .	41
Характеристика минералов и их взаимоотношений . . . . .	47
Главные минералы . . . . .	—
Второстепенные и редкие минералы . . . . .	74
Последовательность образования минералов . . . . .	84
II. Генезис Сибайского месторождения . . . . .	88
III. Перспективы месторождения . . . . .	96
Краткое обобщение . . . . .	—
Литература . . . . .	101



8 руб.

5

184/102