

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ВТОРИЧНЫХ ЗОН ОДНОГО СУЛЬФИДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛТАЯ

В. К. ЧЕРЕПНИН

Введение

Вопросам о вторичной зональности в сульфидных месторождениях за последнее время уделяется большое внимание. Описываемое ниже месторождение имеет одну очень характерную черту, заключающуюся в том, что его рудное тело выходит не на дневную поверхность, а в погребенную долину. Характерным также является наличие интенсивно проработанной и хорошо сохранившейся зоны цементации. Последнее обстоятельство позволило проследить пространственное распределение руд упомянутой зоны и выяснить их взаимоотношения как с первичными, так и с окисленными рудами.

Сбор материала непосредственно на месторождении производился два раза во время командировок 1944 и 1945 годов. Наиболее детальные сборы были произведены в той части рудного тела, которая претерпела на себе воздействие вторичных процессов. Здесь автор старался получить наиболее полные разрезы. Приходится весьма сожалеть, что мы были не в состоянии проникнуть в заваленную крайнюю юго-восточную часть рудного тела, так как в дальнейшем, при обработке материала, это часто давало себя чувствовать.

Основным методом, использованным автором во время камеральной обработки, являлся метод минераграфического исследования руд в отраженном свете с широким применением микрохимических качественных реакций. Всего этим методом было исследовано более двухсот аншлифов. Гораздо реже прибегали мы к чисто минералогическим исследованиям, иногда при помощи паяльной трубки (определение состава охристых биверитовых руд).

Краткие сведения по геоморфологии района месторождения

Рельеф в районе месторождения состоит из пологих незначительных возвышенностей и представляет собой слабо выраженный предгорный мелкосопочник, постепенно поднимающийся к северу. Пространства между отдельными возвышенностями с многочисленными пологими увалами обычно покрыты рыхлыми отложениями различной мощности. Сами же сопки в большинстве случаев бывают лишены плаща из рыхлых отложений и представляют собой монокли погребенного рельефа.

Рудная площадка находится в небольшой котловине, вытянутой в северо-западном направлении и окруженной несколькими небольшими возвышенностями. Сама по себе она представляет равнину, покрытую мощным плащом рыхлых отложений.

Таким образом, в геоморфологическом отношении интересующий нас участок земной поверхности представляет типичный пенеплен, сивели-

рванный рыхлыми отложениями. Он представляет достаточно древнее образование, так как в основной своей массе является погребенным под

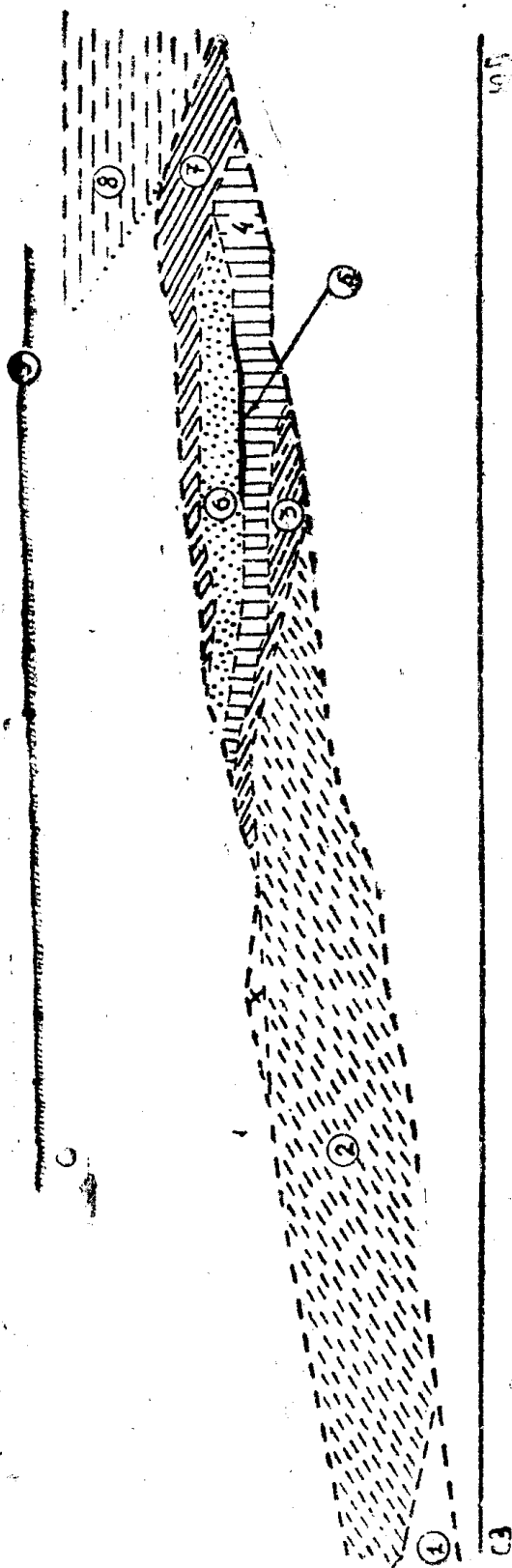


Рис. 1.—Схематический продольный разрез рудного тела. 1—первичные руды; 2—горизонт первичных колчеданов с колчеданом; 3—горизонт первичных колчеданов с халькозином; 4—горизонт сажистых халькозиновых руд; 5—горизонт купритовых руд; 6—горизонт охристых биверитовых руд; 7—горизонт охристых железняковых руд; 8—погребенная долина; 9—уровень современной поверхности.

более молодыми рыхлыми осадками. Под этим плащом рыхлых отложений на территории месторождения обнаружены четыре хорошо разработанные погребенные долины, сравнительно глубоко врезанные в поверхность древнего пенеплена.

Самая южная погребенная долина обнаруживает чрезвычайно любопытные взаимоотношения с описываемым рудным телом, заключающиеся в том, что голова последнего срезается этой долиной (рис. 1). Описанный факт обуславливает всю специфику развития вторичных процессов в нашем рудном теле.

Каких-либо данных, непосредственно указывающих на время образования погребенных долин, в нашем распоряжении не имеется. Нам кажется, что с этой стороны упомянутые долины могут быть сопоставлены с древними долинами Центрального Казахстана, изученными Н. Г. Кассиным. Различие этих двух типов долин, по нашему мнению, заключается только в том, что древние долины Центрального Казахстана и в настоящее время прекрасно выражены в рельефе и по ним часто следуют современные реки, в то время как древние долины нашего района являются погребенными под мощной толщей наносов. В отношении времени образования древних долин Центрального Казахстана Н. Г. Кассин указывает, что выработка этих долин происходила позднее нижней и даже средней юры и закончилась к верхнему мелу. Приблизительно такого же мнения по этому вопросу придерживаются В. П. Нехорошев, Е. Д. Шлыгин и В. А. Обру-

чев—все они считают, что рельеф Центрального и Северного Казахстана в основном сформирован в дотретичное время и только смягчен морскими

и континентальными отложениями третичного периода. Одну из причин того, что этот дотретичный рельеф сохранился в Казахстане и по настоящее время В. А. Обручев склонен видеть в отсутствии там четвертичных поднятий, могущих омолодить эрозию. Что касается Алтая, то, как известно, оформление его в виде горного сооружения происходило именно в четвертичный период. Интересующий же нас Юго-Западный Алтай представлял собой в то время, вероятно, не что иное, как предгорную область поднимающейся Алтайской горной системы, с которой сносилось в предгорье огромное количество обломочного материала, заполнившего постепенно древние долины и похоронившего их под многометровой толщей наносов.

Общие сведения о геологии месторождения

Рассматриваемое месторождение расположено в пределах прииртышской зоны смятия Юго-Западного Алтая, что нашло свое отражение в значительном метаморфизме пород, слагающих район месторождения, и в их северо-западном простирании. Среди пород, развитых в районе месторождения, известны как осадочные, так и изверженные разности. Те и другие носят на себе черты более или менее значительного динамического воздействия и изменений под влиянием рудоносных растворов.

Осадочные породы, как нам кажется, могут быть разделены на две формации: нижнюю и верхнюю.

Нижняя формация сложена филлитовидными углисто-глинистыми, глинистыми и песчано-глинистыми сланцами. Разности, богатые углистым веществом, окрашены в черный цвет, а лишенные такового имеют серую или зеленовато-серую окраску. Почти всегда эти сланцы тонкослоисты и лишь изредка встречаются плотные разности.

Верхняя формация сложена породами, в составе которых очень большую роль играет известковый материал. В зависимости от количества последнего мы имеем все переходы от чистых известняков до мергелистых пород. Под действием метаморфизма породы формации превращены в мраморизованные известняки, мраморы, мергелистые сланцы и хлорито-известковые сланцы. Среди мраморов имеются разности, содержащие большое количество членков в криноидей. По своему стратиграфическому положению упомянутые разности являются самым верхним членом описываемой формации. Кроме перечисленных осадочных пород в составе её достаточно широко развиты туфы и туфовые сланцы. Туфы обычно порфиритового состава, но встречаются и более кислые разности—порфировые.

Породы верхней формации залегают несогласно на нижней формации, что было установлено еще геологом Д. Н. Логвиным во время геологической съемки участка месторождения.

Под воздействием рудоносных растворов описанные выше сланцы обеих формаций превращаются в серицито-хлорито-кварцевые, хлоритовые, хлорито-кварцевые и серицито-кварцевые сланцы. Что касается туфов, то последние также нередко переходят в хлоритовые сланцы, а более кислые их разности, как указывали Д. М. Корулин и С. А. Букейханов, часто превращаются в серицито-кварцевые сланцы.

Вопрос о возрасте метаморфизованных осадочных пород района месторождения на сегодняшний день остается открытым ввиду почти полного отсутствия палеонтологических документов. Наиболее молодые отложения—криноидные известняки Д. Н. Логвин условно относит к среднему девону. Наиболее же древние породы—углисто-глинистые и глинистые сланцы Д. М. Корулин и С. А. Букейханов склонны считать кембросилурийскими.

Из изверженных пород, развитых в районе месторождения, главную роль играют альбитофиры, среди которых еще Г. Л. Падалка выделил две разновидности: 1) кварцевые альбитофиры и 2) фельзитовые альбитофиры, причем рассланцованные разновидности последних им выделялись, как порфиroidы. Совершенно несомненно, что часть упомянутых альбитофиров является эффузивными образованиями. Главная же масса их представляет собой гипабиссальные интрузии, залегающие в виде пластовых жил и интрузивных залежей среди осадочных пород. Под влиянием гидротермальных растворов альбитофиры претерпели различные изменения, порой настолько значительные, что они с трудом могут быть отличены от серицито-кварцевых сланцев. Кроме альбитофиров в северо-восточной части района месторождения встречаются жилы сильно измененных основных пород и дайки фельзитов, превращенных во вторичные кварциты. Кроме перечисленных изверженных пород известна еще одна находка диоритового порфирита, который был описан Г. Л. Падалкой из старых отвалов.

Что касается тектоники района месторождения, то здесь Д. М. Корулин и С. А. Букейханов выделили три местных зоны смятия, параллельные основной прииртышской зоне. Две из них выражены слабо и с ними связаны незначительные проявления оруденения. Третья же зона, проходящая через сопку Рудничную, является наиболее крупной и с ней связано оруденение описываемого месторождения. В пределах этой зоны породы собраны в крупную антиклинальную складку северо-западного простирания. Крылья этой антиклинальной структуры осложнены дополнительной складчатостью нескольких порядков вплоть до плейчатости. Оси вторичных складок взаимно параллельны и имеют простирание северо-западное $310-320^\circ$, погружаясь к северо-западу под углами в $15-25^\circ$.

Рудное тело, являющееся объектом нашего изучения, располагается в юго-западном крыле основной антиклинальной структуры и имеет характер залежи. Рудная залежь обычно следует структуре вмещающих пород, повторяя последнюю во всех ее подробностях. Нам кажется вполне справедливым мнение, высказанное А. А. Амираслановым, Д. М. Корулиным и С. А. Букейхановым о том, что основные черты формы рудных тел на месторождении предопределены геолого-тектонической структурой вмещающих пород и что вместилища для рудных тел были в основном подготовлены в результате пликативных дислокаций. Роль дизъюнктивных дислокаций в рудном поле месторождения ничтожна, и их проявление, по мнению упомянутых выше исследователей, относится к пострудному времени. Рудное тело, находясь в юго-западном крыле главного антиклинала, имеет северо-западное склонение и преобладающее юго-западное падение, с углами падения $45-70^\circ$. Кроме преобладающего юго-западного падения имеются участки рудного тела с обратным северо-восточным падением, которые выделяются на месторождении под названием „северо-восточное крыло“.

Минералогическая характеристика рудного тела

Первичные руды

Текстура руд

По текстурным признакам первичные руды месторождения могут быть подразделены на две группы: 1) сплошные руды, 2) вкрапленные руды.

Разграничение сплошных и вкрапленных руд носит чисто условный характер, так как изученные руды отличаются высоким содержанием жильных минералов и почти постоянным присутствием включений иногда даже мало замещенного сланца. Очень редко сплошные руды содержат жиль-

ных минералов менее 6%, обычно же они присутствуют в количестве от 10 до 25%, часто значительно повышаясь. В последнем случае руда занимает промежуточное положение между сплошной и вкрапленной. Тем не менее нам кажется, что для удобства характеристики руд такое чисто условное их разграничение может быть применено.

Сплошные руды в свою очередь подразделяются на две разновидности: 1) руды массивного сложения и 2) руды полосчатого сложения. Первая разновидность не слагает крупных масс, а чаще встречается в виде линз и неправильных участков среди руд других текстурных разновидностей. Вторая разновидность характеризуется чередованием полос, обогащенных различными рудными компонентами. Эта текстурная разновидность является преобладающей среди сплошных руд нашей залежи.

Вкрапленные руды характеризуются в общем преобладанием нерудного материала над рудным. Рудные минералы образуют или единичные включения, или более или менее равномерно—в виде сыпи—рассеяны по вмещающей породе, или же, наконец, развиваются в виде неправильных скоплений жилок и полос. Среди руд этой группы в свою очередь можно выделить две подгруппы: 1) богато минерализованные бедные сульфидами руды и 2) собственно вкрапленные руды. Руды первой подгруппы представляют собой промежуточные образования между сплошными и типичными вкрапленными рудами. Для этих руд является характерным обилие жильных минералов, указывающих на богатую минерализацию и незначительное развитие рудных компонентов. По содержанию тех или иных сульфидов среди руд описываемой подгруппы выделяются те или иные разновидности. Ко второй подгруппе относятся широко развитые на месторождении пиритовые вкрапленники, представляющие собой результат слабой минерализации.

Минералогический состав

Среди первичных руд описываемой залежи были установлены следующие рудные минералы: пирит, халькопирит, сфалерит, блеклая руда, галенит и арсенопирит. Кроме того из жильных минералов зарегистрированы: кварц, барит, серицит и хлорит.

Пирит является наиболее распространенным рудным минералом. Во вкрапленных рудах, особенно в бедных, пирит часто является единственным рудным минералом. Размеры зерен варьируют в пределах от 0,05 до 2,4 мм, а в бедных вкрапленниках встречаются кристаллы размерами 5—6 мм в ребре. Формы зерен обычно крайне разнообразны, идиоморфные в сплошных рудах редки, во вкрапленниках встречаются более часто и преобладают в очень бедных вкрапленных рудах. В подавляющем большинстве зерна пирита значительно корродированы другими рудными и реже жильными минералами с образованием типичных структур разъедания (до скелетной и раскрошенной включительно). В сплошных рудах пирит распределяется почти всегда равномерно и только в некоторых случаях обособляется в виде различных скоплений и полос, образуя сливные пиритовые руды, подобные собственно серноколчеданным рудам Урала. Во вкрапленных рудах чувствуется определенная тенденция к распределению зерен пирита по сланцеватости. Кроме того многие зерна несут на себе следы явного динамометаморфизма в виде целой системы трещин, расположенных поперек удлинения зерен.

Внутренняя структура зерен пирита, выявленная травлением, обнаруживает форму куба, что было отмечено также и Б. И. Вейц.

Халькопирит представляет второй по распространенности минерал. В сплошных рудах халькопирит встречается в виде различных размеров

пятен, участков и целых полей, сложенных неравномернозернистым агрегатом. Размеры отдельных зерен колеблются в пределах 0,03—0,2 мм.

Во вкрапленных рудах он развит или в виде пятен разнообразных размеров и самой различной формы, или в виде жилок, очень неправильных и часто переплетающихся друг с другом.

Являясь часто преобладающим минералом, халькопирит представляет как бы цементирующую массу, в которой рассеяны все прочие рудные компоненты. Наибольшее количество таких включений принадлежит обычно сфалериту, с которым халькопирит всегда находится в очень тесной ассоциации, указывающей на очень близкие во времени периоды образования обоих минералов. Довольно часто он ассоциирует с блеклой рудой, местами интенсивно ее разъедая.

Сфалерит, уступая по распространенности предыдущему минералу, занимает третье место. Проявляется он, как правило, в виде пятен и включений самых различных размеров и разнообразной формы, представляющих собой агрегативное сочетание зерен. Размеры отдельных зерен, выявленных травлением, колеблются в пределах от 0,04 мм до 0,5 мм. В сплошных рудах описываемый минерал часто слагает целые поля или распределяется полосами. Во вкрапленных рудах он обычно развивается в виде цепочек, состоящих из отдельных включений, расположенных по сланцеватости. В сфалерите часто наблюдаются различной формы и размеров включения халькопирита, галенита, реже блеклой руды и очень редко единичных зерен арсенопирита, но закономерных включений эмульсионного характера ни в одном шлифе не встречено.

Галенит развит в описываемых рудах в резко подчиненном количестве. Галенит встречается как в сплошных, так и во вкрапленных рудах. В сплошных рудах он развивается в виде разнообразной формы включений, представляющих собой или аллотриомные агрегаты нескольких зерен или единичные зерна. Размеры отдельных зерен колеблются в пределах 0,05—0,1 мм. В большинстве случаев галенит тесно ассоциирует с сфалеритом, образуя в нем типичную субграфическую структуру. В травленных шлифах хорошо видно, что галенит в этом случае заполняет промежутки между идиоморфными зернами сфалерита, что и объясняет такую причудливую форму его включений. Гораздо реже описываемый минерал развивается среди халькопирита, где он образует включения более изометричной формы. Чрезвычайно характерным является весьма тесная ассоциация галенита и блеклой руды, особенно проявляющаяся в полях развития халькопирита.

Во вкрапленных рудах галенит встречается в более крупных включениях, подчиненных в своем расположении сланцеватости вмещающих пород. Отдельные зерна здесь также более крупные и достигают размеров порядка 0,4 мм.

Блеклая руда присутствует в весьма ограниченном количестве среди рудных компонентов залежи. Результаты микрохимических исследований показали, что в ее составе присутствует как мышьяк, так и сурьма, причем первый, судя по интенсивности реакции, имеет определенное преобладание.

Описываемый минерал встречается как среди сплошных руд, так и среди вкрапленных. В первом случае он развит в форме более или менее изометричных включений размерами от 0,03 до 0,4 мм. Реже встречаются включения самой неправильной формы. Среди вкрапленников блеклая руда имеет форму самых разнообразных пятен, обычно расположенных по сланцеватости и часто ассоциирующих с галенитом.

Арсенопирит присутствует в рудах в чрезвычайно ничтожных количествах. Минерал почти всегда встречается в виде прекрасно образованных кристаллов призматической или псевдодипирамидальной формы.

Размеры отдельных кристаллов колеблются от сотых долей до одного и редко полутора миллиметров. Наиболее часто они располагаются среди жильных минералов, главным образом кварца и реже—среди халькопирита и блеклой руды. За исключением пирита все другие рудные минералы в той или другой степени разъедаются арсенопиритом.

Нельзя не отметить один очень интересный факт, наблюдающийся иногда в шлифах и заключающийся в том, что среди участков, сложенных халькопиритом, местами встречается узор, очень напоминающий по внешнему виду графическую структуру. Этот узор создается чрезвычайно тонкими и очень густо рассеянными в халькопирите зернышками арсенопирита (рис. 2). Обращает на себя внимание тот факт, что подобные скопления арсенопирита появляются только в тех участках халькопирита, где последний разъедает блеклую руду. Особенно хорошо это бывает видно в тонких жилках халькопирита, вдающихся внутрь включений блеклой руды, где арсенопирит развивается только в пределах этих жилок.

Нам представляется, что процесс образования этой структуры можно рассматривать двояко. Во-первых, возможно, что упомянутые скопления тонких зернышек арсенопирита возникли в момент замещения блеклой руды халькопиритом, при котором произошло освобождение мышьяка и кристаллизация его в виде арсенопирита. С другой стороны, очень возможно, что упомянутые скопления арсенопирита отнюдь не представляют собой новообразований, а являются реликтами, оставшимися в процессе замещения блеклой рудой арсенопирита. В пользу этого предположения говорит присутствие маленьких пятнышек блеклой руды около многих тончайших зернышек арсенопирита, причем местами видны явные следы разъедания блеклой рудой арсенопирита. Кроме того кое где по периферии скоплений арсенопиритовой „сыпи“ встречаются отдельные более крупные зерна арсенопирита, еще мало замещенные. Таким образом, нам представляется, что второе объяснение описываемой структуры более вероятно и скорее отвечает действительности. Что же касается частой приуроченности тонких зернышек арсенопирита к халькопиритовым жилкам, секущим блеклую руду, то очень возможно, что халькопирит в процессе своего замещения развивался по тем направлениям в блеклой руде, где имелись зерна арсенопирита, используя ослабленные направления, которые всегда существуют на контакте различных минералов.



Рис. 2. Графическая структура арсенопирита (белый) в халькопирите (черный). Bl—блеклая руда; Q—нерудный. Ув. 400.

Парагенезис и порядок выделения

В процессе изучения первичных руд месторождения в них отчетливо наметились две парагенитические ассоциации, резко отличающиеся по возрасту. В каждую из этих парагенитических групп вошли два минерала. Первая группа—пирит и арсенопирит представляют собой пару, в которой минералы очень тесно ассоциируют друг с другом. Но все же изучение взаимоотношений позволяет считать пирит более ранним минералом, чем арсенопирит. Вторая группа—халькопирит и сфалерит также чрезвычайно

тесно ассоциирующими друг с другом минералами, и вопрос об их относительном возрасте мог быть решен только с помощью структурного травления. Нам удалось установить, что значительная часть халькопирита выделялась раньше сфалерита, но, несомненно, имеется и обратная картина.

В целом порядок выделения рудных минералов представляется в следующем виде: первым выделился пирит, затем в порядке выделения следуют арсенопирит, блеклая руда, халькопирит (часть его выделяется после сфалерита), сфалерит и галенит (рис. 19).

Нам кажется весьма вероятным, что отложение описанного минерального комплекса происходило в две стадии. В первую стадию произошло отложение пирита и арсенопирита, во вторую—всех остальных рудных минералов. Между отложением минералов первой и второй стадии имело место раздробление, следы которого, как указывалось выше, мы встречаем на многих зернах пирита.

Руды зоны цементации

Текстуры руд

В отношении текстурных особенностей руд описываемой зоны прежде всего следует указать, что в нижней части ее, то есть там, где процессы вторичного сульфидного обогащения выражены слабо, еще сохраняются текстурные типы первичных руд. В более же высоких горизонтах зоны, представляющих собой арену для мощного развития процессов вторичного сульфидного обогащения, мы встречаем следующие текстурные типы: 1) руды массивного сложения, 2) руды землистого сложения, 3) руды полосчатого сложения, 4) руды коркового сложения.

Первый тип является наиболее широко развитым. К нему относится большая часть халькозиновых руд средней части зоны цементации. Руды второго текстурного типа, представляющие землистые массы, иногда также слагают значительные участки. Что касается полосчатого сложения, то этот текстурный тип пользуется достаточно широким распространением среди руд первых двух текстурных разновидностей и возможно его лучше считать разновидностью последних. Корковые текстуры наиболее широко развиты среди руд зоны окисления, здесь же они появляются только в верхних горизонтах и пользуются сравнительно узким распространением.

Минералогический состав

В минералогическом отношении руды рассматриваемой зоны состоят существенно из халькозина и ковеллина. Кроме указанных сульфидов, особенно в верхней части зоны, часто развиваются такие минералы как лимонит, самородная медь, малахит, церуссит и смитсонит, а также всегда имеется то или иное количество первичных сульфидов.

Халькозин является главным минералом зоны вторичного сульфидного обогащения. Содержание его в рудах очень разнообразно—от единичных жилок, развивающихся среди массы первичных сульфидов, до сплошных участков.

В самой нижней части зоны цементации мы встречаем халькозин исключительно среди халькопирита в виде тонких единичных нитевидных жилок, мощностью не более 0,02 мм, образующих так называемые нитеобразные структуры (рис. 3). Что касается других первичных сульфидов, то они еще совершенно не несут на себе признаков замещения.

Установлено, что нитевидные жилки халькозина в халькопирите обычно следуют вдоль границ отдельных зерен последнего или пользуются

другими такими же ослабленными направлениями, как, например, двойниковые швы.

Несколько выше гипсометрически количество халькозиновых жилок в халькопирите значительно возрастает. Сами жилки все время увеличиваются в мощности, многократно ветвятся и, взаимно пересекаясь, создают сетчатый узор различной густоты, называемый обычно сетчатой структурой замещения (рис. 4). Здесь иногда наблюдается первое чрезвычайно слабое замещение галенита.

В более высоких горизонтах зоны цементации мы уже видим следы энергичного замещения сфалерита, участки которого пересекаются доволь-

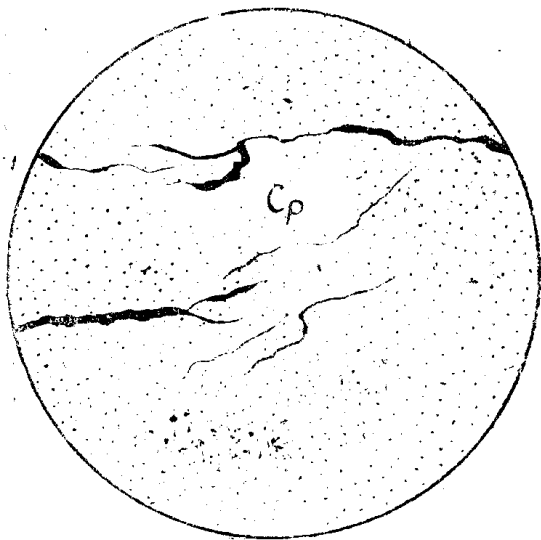


Рис. 3. Нитеобразная структура замещения халькопирита (Cp) халькозином (жилки). Ув. 400.

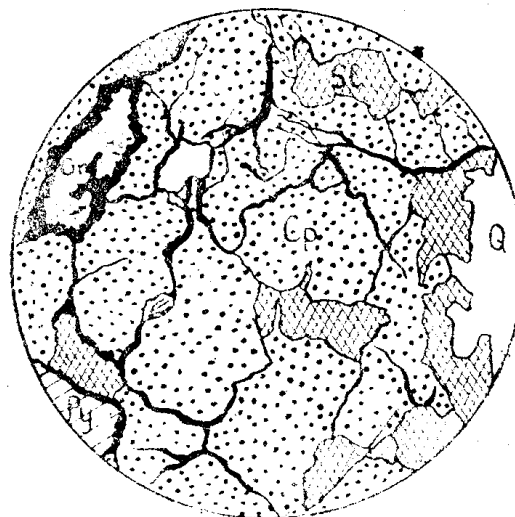


Рис. 4. Сетчатая структура замещения халькопирита (Cp) халькозином (черный). Sl—сфалерит; Gn—галенит; Py—пирит; Q—жильный минерал. Ув. 180.

но многочисленными жилками халькозина, создающими также сетчатую структуру, правда несравненно более грубую, чем таковая в халькопирите (рис. 5).

Наконец, в еще более высоких частях описываемой зоны увеличившиеся в мощности жилки халькозина, пересекаясь и соединяясь, разбивают участки сфалерита на отдельные разрозненные „пятна“, образуя несколько своеобразную петельчатую структуру (рис. 6). При дальнейшем замещении эти „пятна“ или совершенно исчезают или на их месте остаются только тончайшие реликты. Вообще руда с этого горизонта состоит существенно из халькозина, среди которого разбросаны немногочисленные реликты первичных сульфидов. Из последних присутствуют обычно пирит, халькопирит и сфалерит. Бросается в глаза, что хуже всего происходит замещение пирита. Это выражается в том, что даже в самой верхней части зоны цементации встречаются обильные зерна пирита, не несущие следов замещения халькозином. Так же плохо замещается арсенопирит. Что касается блеклой руды, то в ней какие-либо признаки замещения начинают появляться только в верхней части зоны цементации.

Очень редко можно встретить незамещенным галенит. Обычно мы находим на его месте тонкую белую сыпь, форма скоплений которой отвечает форме замещенного зерна галенита (рис. 7). Сплошь и рядом замещение проходит настолько интенсивно, что не остается и упомянутой сыпи.

Развитый в рудах месторождения халькозин неоднороден и среди него отчетливо могут быть выделены две разновидности: метаколлоидная и кристаллическая.

Метаколлоидный халькозин является наиболее широко распространенной разновидностью и характеризуется следующими чертами:

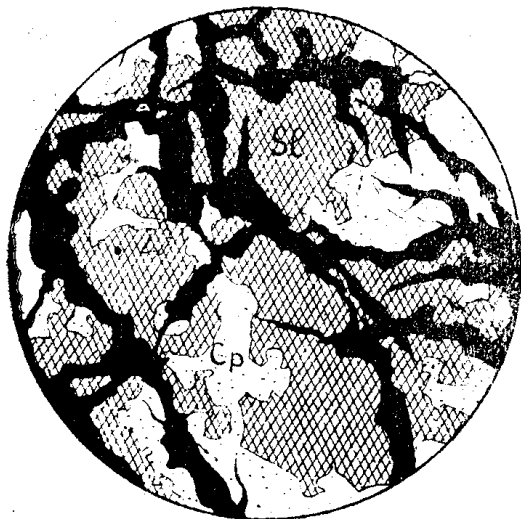


Рис. 5. Сетчатая структура замещения сфалерита (SI) халькозином (черный). Ср—халькопирит. Ув. 150.



Рис. 6. Петельчатая структура замещения сфалерита (SI) халькозином (черный). Ср—халькопирит; Py—пирит; Bl—блеклая руда. Ув. 275.

1) полируется легко и хорошо; 2) отражательная способность средняя, сильно уменьшается в масле; 3) окраска серовато-белая с отчетливым голубоватым оттенком, распределенным пятнами; 4) отражательного плеохроизма нет; 5) в поляризованном свете обнаруживаются явления агрегативной поляризации; 6) при действии HNO_3 энергично вскипает и голубеет; 7) прекрасно структурно травится HNO_3 (1:1) в течение 15—20 секунд. Травление не выявляет зернистого агрегата с какой-либо внутрен-

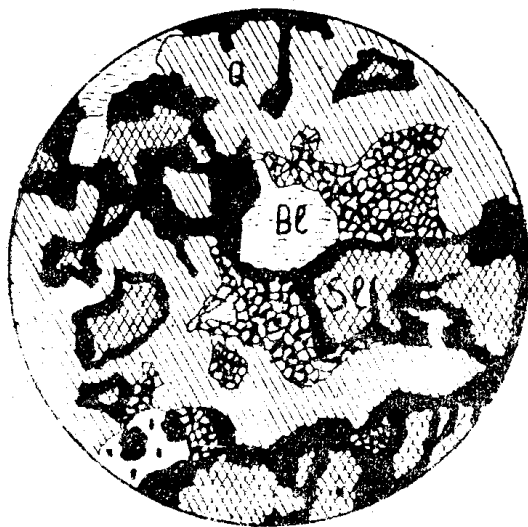


Рис. 7. Замещение галенита (белый) халькозином (черный). SI—сфалерит; Bl—блеклая руда; Q—жильный минерал. Ув. 375.

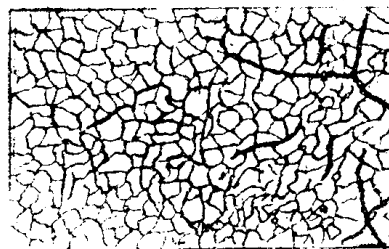


Рис. 8. Трещиноватая структура метаколлоидного халькозина. Ув. 195.

ней структурой отдельных зерен. Вместо этого возникает неправильный узор, образованный тончайшими трещинками, по всей вероятности, трещинками сжатия (рис. 8).

Кристаллический халькозин является менее распространенным типом и встречается в виде отдельных, обычно незначительных уча-

стков среди полей метаколлоидного халькозина. В шлифе, при обычных условиях освещения, описываемая разновидность обладает теми же физическими свойствами, что и первая. В силу этого она совершенно не может быть отличима от предыдущей без применения поляризованного света. В поляризованном свете эта разновидность обнаруживает свое кристаллическое строение. При этом происходит отчетливое изменение в окраске отдельных зерен. Окраска меняется от светло-голубовато-серой до темно-серовато-голубой. Еще более отчетливо кристаллическая природа описываемого халькозина выступает в структурно-затравленных шлифах. После пятнадцати-двадцати секунд травления пятидесятипроцентной азотной кислотой выявляется прекрасная зернистая структура и отчетливая спайность по двум направлениям внутри отдельных зерен (рис. 9). Величина отдельных зерен колеблется в пределах 0,05—0,06 мм.

Какой-либо закономерности в распределении кристаллического халькозина и во взаимоотношениях его с метаколлоидным не установлено. Можно только отметить, что в нижних горизонтах зоны цементации описываемая разновидность нами не встречалась, и ее появление относится примерно к средним горизонтам. Также в нашем распоряжении совершенно нет материала, на основании которого описанные разновидности можно было бы отнести к двум различным генерациям халькозина. Нам представляется, что кристаллический халькозин является продуктом дальнейшей перекристаллизации коллоидального материала—метаколлоидного халькозина.

Что касается неоднородности в окраске наших халькозинов, то этот факт отмечался неоднократно как характерная черта, свойственная алтайским халькозинам вообще. При этом голубоватый оттенок объяснялся наличием субмикроскопической примеси ковеллина. Кроме того, экспериментальные исследования твердых фаз системы $Cu_2S - CuS$, произведенные Бэргером, показали, что низкотемпературные халькозины способны содержать в себе значительно большее количество ковеллина, чем высокотемпературные. Нам кажется, что рассеянные в нашем халькозине участки и мелкие пятнышки синей окраски, по всем своим свойствам не отличающиеся от окружающей халькозиновой массы, представляют собой участки, обогащенные чрезвычайно тонким ковелиновым материалом, находящимся в таком же почти коллоидальном состоянии, как и халькозин.

Взаимоотношения халькозина с ковелином будут рассмотрены ниже при описании последнего. Лимонит и малахит обычно отчетливо разъедают халькозин, что особенно хорошо бывает видно в самых верхних горизонтах зоны цементации. Что касается взаимоотношений халькозина с смитсонитом, то иногда встречались корочки последнего на поверхности существенно халькозиновых руд. Взаимоотношений халькозина с купритом, самородной медью и церусситом наблюдать не удалось.

Ковеллин распространен в описываемых рудах гораздо меньше, чем халькозин, примерно в соотношении 1:3. Исключение представляют только самые нижние горизонты зоны цементации, где он преобладает над халькозином.



Рис. 9. Кристаллический халькозин. Границы отдельных зерен и спайность. Черное жильный минерал. Ув. 300.

Исследования показали, что не весь ковеллин является однородным и что в силу этого среди него могут быть отчетливо выделены два различных типа. Первый тип ковеллина развит преимущественно в самых нижних горизонтах зоны цементации и характеризуется чрезвычайной тонкостью зерна. Наиболее мелкие зернышки с трудом бывают различимы при сильных увеличениях, а наиболее крупные редко достигают величины 0,01 мм. Цвет их отчетливо голубой. В наиболее крупных зернах виден отражательный плеохроизм. Окраска меняется от темно-голубой до белой с нежным голубоватым оттенком. В скрещенных николях минерал отчетливо анизотропен. Изменение в окраске происходит от яркооранжевого до красно-бурого цвета. В масле разницы не наблюдается. От царской водки быстро вскипает. От KCN образуется фиолетово-красный осадок, который удавалось наблюдать только там, где имеются более или менее значительные скопления зерен этого минерала. Все другие реакти-

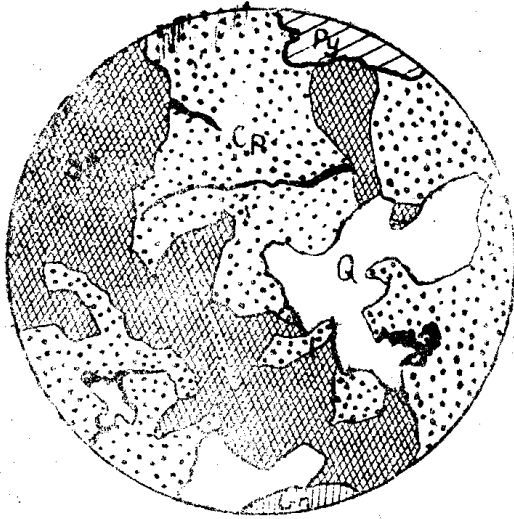


Рис. 10. Нитеобразная структура замещения халькопирита (Cp) ковелином (черный). Sl—сфалерит; Py—пирит; Q—жильный минерал. Ув. 375.



Рис. 11. Ковеллин (черный), развивающийся на границе халькопирита (Cp) с нерудным материалом. Sl—сфалерит; Gp—галенит; Bl—блеклая руда. Ув. 300.

вы не действуют. Так же, как и халькозин, ковеллин сначала, т. е. в самых нижних горизонтах рассматриваемой зоны, появляется в халькопирите, развиваясь чаще всего по границе последнего с нерудным материалом или образуя редкие и тонкие жилки (рис. 10). Несколько выше жилки ковеллина начинают появляться по границе халькопирита с включениями галенита. Наконец, в еще более высоких горизонтах зоны цементации появляются следы замещения ковелином сфалерита. Начавшееся замещение сфалерита происходило, повидимому, весьма эффективно. В силу этого почти всегда вокруг включений сфалерита наблюдается концентрация ковеллина.

Особенно интенсивно происходит замещение ковелином халькопирита в том случае, когда отдельные участки последнего бывают включены в нерудном материале. Здесь энергичное замещение развивается только с периферии указанных включений, внутри же их почти совершенно не возникает жилок замещения (рис. 11). Что касается взаимоотношений этого типа ковеллина с халькозином, то последний, обрастая участки, сложенные ковелином, интенсивно его замещает (рис. 12), создавая некоторое подобие петельчатой структуры. Взаимоотношений описанного ковеллина с другими вторичными минералами, развитыми главным образом в верхних частях зоны цементации, не наблюдалось.

Второй тип ковеллина пользуется развитием в верхней части зоны цементации. Встречается в виде незначительных участков или сплошных масс и реже в виде жилкоподобных образований. В отличие от первого типа размеры зерен ковеллина здесь достигают величины 0,2 мм. Форма отдельных зерен напоминает листочки или чешуйки, вытянутые в длину.

Цвет его такой же отчетливо голубой, как и у предыдущей разновидности, и он так же эффектно поляризует в ярких тонах. Что касается отражательного плеохроизма, то здесь он проявляется во много раз отчетливее, чем в предыдущем случае. Изменение окраски при этом происходит от голубовато-белого до темно-голубого. В масле эта окраска сохраняется, только цвета становятся несколько ярче и светлее. Диагностическое травление ничем не отличается от такового первой разновидности. Что касается взаимоотношений описываемого ковеллина с халькозином, то в от-

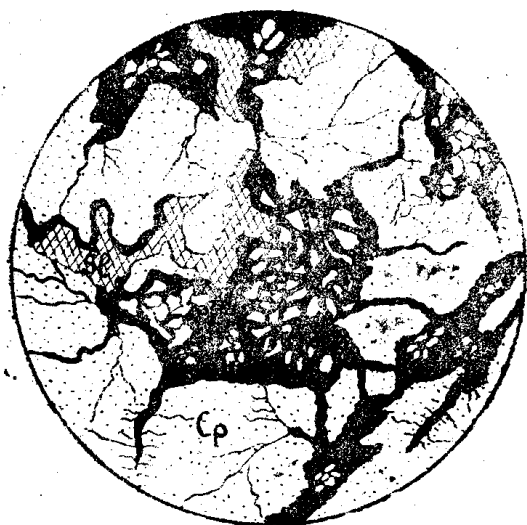


Рис. 12. Замещение ковеллина первой генерации (белый) халькозином (черный). Cp—халькопирит; Sl—сфалерит. Ув. 375.

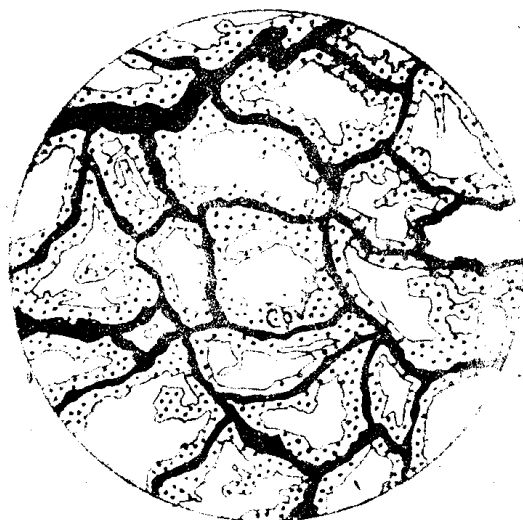


Рис. 13. Петельчатая структура замещения халькозина (белый) ковеллином второй генерации (Cov.). Черный—малахит. Ув. 190.

личие от первой разновидности этот ковеллин не разъедается халькозином, а сам интенсивно его разъедает, окружая незамещенные участки последнего в виде петель (рис. 13). Из прочих взаимоотношений удалось наблюдать только взаимоотношения его с малахитом и смитсономитом. Часто можно видеть, как малахит, развиваясь позже описываемого ковеллина, занимает центральные части „жилок“ последнего (рис. 13). Что касается смитсонита, то последний иногда образует корочки на поверхности руды, существенно состоящей из ковеллина этого типа.

Приведенные выше данные позволяют считать, что оба типа ковеллина разнятся друг от друга не только морфологически, но и генетически, представляя собой разновозрастные образования, т. е. являются самостоятельными генерациями.

Такие минералы, как самородная медь, куприт, малахит, смитсонит, церуссит и лимонит, будут охарактеризованы при описании руд зоны окисления, как имеющие там наибольшее развитие.

Парагенезис и порядок выделения

Как видно из описания, ковеллин и халькозин представляют собой минералы, чрезвычайно тесно связанные парагенетически, причем халькозин очень часто ассоциирует с ковеллином то одной, то другой генера-

ции, в то время как ковеллины различных генераций ни разу не были встречены вместе. В отношении вертикального распределения этих минералов на Алтае в настоящее время имеется два диаметрально противоположных мнения. Представители первой точки зрения считают, что для нижней части зоны цементации алтайских месторождений характерен халькозин, а для верхних—ковеллин. Вторая точка зрения, высказанная Г. Л. Падалкой, заключается в том, что, по мнению этого исследователя, в нижних горизонтах зоны цементации преимущественным развитием пользуется ковеллин. В общем же, большинство исследователей склонно считать ковеллин в основной своей массе более молодым образованием, чем халькозин.

В результате наших исследований закономерность в распределении этих двух минералов для руд описываемого месторождения имеет следующий вид: в самых нижних частях зоны цементации, там, где процессы вторичного сульфидного обогащения развиты в зачаточном состоянии, преобладающим развитием пользуется ковеллин первой генерации. В средней части зоны господствует халькозин, который в самой верхней части сменяется ковеллином второй генерации. Таким образом наиболее древним вторичным сульфидом в нашем рудном теле является мелкозернистый ковеллин первой генерации. Следующим по времени образования следует халькозин и последним—ковеллин второй генерации. Более раннее образование ковеллина первой генерации по отношению к халькозину можно часто наблюдать в тонких вторичных жилках, в которых ковеллин первой генерации располагается вдоль зальбандов, а халькозин, разъедавая его, занимает центральные части. Кроме того, часто наблюдаются такие случаи, когда участки, сложенные ковеллином первой генерации, как бы обрастают халькозином и пересекаются многочисленными жилками последнего (рис. 12). Наиболее позднее образование крупнозернистого ковеллина второй генерации устанавливается по фактам разъедания им халькозина (рис. 13). Следовательно, получается, что халькозин по времени своего образования разделяет ковеллин двух генераций. Что касается взаимоотношений описанных вторичных сульфидов с малахитом, то последний представляет собой более молодое образование, чем халькозин и ковеллин второй генерации (рис. 13). То же самое можно сказать про лимонит и смитсонит.

Руды зоны окисления

Непосредственно на месторождении нами была изучена только нижняя половина зоны окисления. Верхние же ее горизонты оказались совершенно недоступными, и тот небольшой материал из этой части, которым мы располагаем, взят из керна буровых скважин.

Текстуры руд

Среди руд зоны окисления нами констатировано развитие следующих текстурных типов: 1) руды плотного сложения, 2) руды землистого сложения, 3) руды полосчатого сложения, 4) руды коркового сложения.

Первый текстурный тип широко развит среди руд нижней части описываемой зоны, богатых лимонитом.

Второй текстурный тип господствует среди участков, сложенных окристыми биверитсодержащими рудами. Что касается полосчатого сложения, то наиболее отчетливо оно бывает выражено в нижней части зоны, среди плотных окисленных руд. В этом случае, так же как и в рудах зоны цементации, указанная текстура является отражением первичной полосчатости сульфидных руд. Некоторая полосчатость наблюдается так-

же и в более высоких горизонтах, где довольно часто имеет место чередование охристых биверитсодержащих полос с полосами, сложенными бурожелезняковыми рудами.

Корковая текстура пользуется весьма широким развитием среди окисленных руд. Прекрасным примером подобной текстуры являются корочки малахита, церуссита и особенно смитсонита, развивающиеся на поверхности существенно лимонитовых руд.

По характеру сложения самих корочек могут быть выделены три разновидности: 1) аморфные корочки, 2) корочки с почковидным сложением и 3) корочки с друзовым сложением. Первая разновидность бывает характерна для малахита. Вторая проявляется у малахита, церуссита и особенно эффектно у смитсонита, и, наконец, последняя разновидность образуется церусситом.

Минералогический состав

Среди руд зоны окисления месторождения нами были установлены следующие рудные минералы: самородная медь, куприт, лимонит, малахит, азурит, церуссит, смитсонит и биверит с примесью недифференцированных водных сульфатов типа брошантита—халькантита. Кроме того, в самой нижней части зоны мы всегда имеем то или иное количество реликтов вторичных сульфидов, главным образом халькозина, и, наконец, здесь же встречается реликтовый пирит. Из жильных минералов в большей степени развиты барит и карбонаты, значительно в меньшем количестве—кварц.

Самородная медь пользуется достаточно широким распространением в самой нижней части зоны окисления. Содержание ее в шлифах очень небольшое. Размеры отдельных включений достигают величины 0,15 мм и как исключение 0,4 мм. Цвет минерала в свежем отполированном шлифе розоватый и минерал отличается исключительно высокой отражательной способностью. На воздухе быстро тускнеет, появляются желтые тона. Полируется минерал хорошо, но поверхность всегда несет некоторое количество царапин. При диагностическом травлении никаких отклонений от нормы не обнаружено.

Обычно самородная медь тесно ассоциирует с купритом и случаи нахождения ее отдельно чрезвычайно редки. Куприт большей частью развивается по периферии включений самородной меди и гораздо реже образует некоторое подобие секущих жилков (рис. 14). Очень часто медь тесно ассоциирует с лимонитом, развиваясь в виде жилкоподобных образований, состоящих из большого числа очень близко расположенных отдельных включений. Нередко встречаются и гнездообразные скопления тонких включений меди, развивающейся чаще всего среди карбонатных участков. Взаимоотношений самородной меди с такими минералами, как малахит, смитсонит, церуссит и биверит, не наблюдалось.

Куприт является более распространенным членом самой нижней части зоны окисления, чем самородная медь. Как было указано, он часто ассоциирует с самородной медью, но нередко встречается и отдельно в виде включений самой разнообразной формы. Размеры отдельных включений редко превосходят 0,3 мм. Твердость полирования у минерала значительная, но полируется хорошо. Окраска светло-голубоватая. Рядом с самородной медью минерал кажется густосиним. В нерудном материале он представляется серовато-белым с чуть заметным голубоватым оттенком. Отражательного плеохроизма не заметно. В скрещенных николях слабо анизотропен и в дырах просвечивает густокрасный внутренний рефлекс. От HNO_3 1:1—бурно вскипает, на некоторый момент появляется самородная медь, затем чернеет; от HCl 1:1 быстро чернеет, образуется

белый налет; от FeCl_3 — несколько тускнеет, появляется буроватый оттенок. Остальные реактивы не действуют. Так же, как и самородная медь, куприт развивается и среди лимонита и среди карбонатов, причем в первом случае он никогда не образует более или менее значительных скоплений. Взаимоотношений куприта с другими рудными минералами не наблюдалось.

Лимонит представляет наиболее распространенный минерал зоны окисления. Развита он повсеместно как в нижних, так и в верхних ее горизонтах. Он обычно слагает или сплошные поля, являясь как бы цементом, в котором рассеяны прочие рудные минералы, или густо пропитывает богатую баритом породу. Как по своим физическим свойствам, так и генетически, развитый в наших рудах лимонит может быть разделен на две разновидности.

Первая разновидность встречается главным образом в самой нижней части зоны окисления. Лимонит в этом случае образуется исключительно за счет пирита, замещая который полностью сохраняет очертания зерен последнего (рис. 15). Характерной чертой этого лимонита является отсутствие у него метакolloидной структуры. Твердость полиро-



Рис. 14. Самородная медь (Cu) с купритом (Cu_2S) в нерудном материале. Ув. 95.

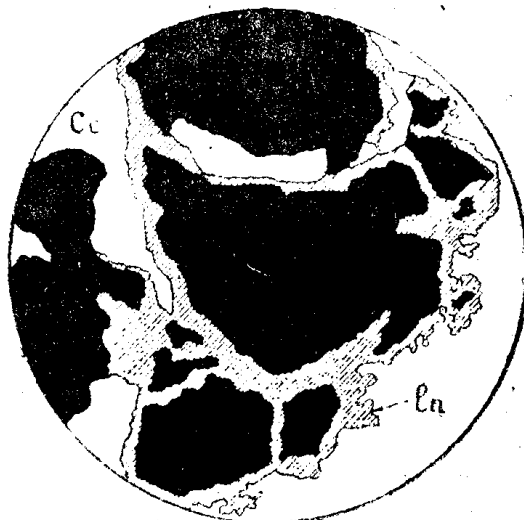


Рис. 15. Лимонит (FeO·nH₂O) по пириту (черный) и по халькозину. Белый — халькозин. Ув. 300.

вания достаточно высокая, но полируется минерал хорошо. Отражательная способность средняя. Окраска серовато-белая или светлосерая, в масле значительно темнеет. В скрещенных николях отчетливой анизотропии не наблюдается, виден буровато-красный внутренний рефлекс. Диагностически не травится. Некоторыми исследователями эта разновидность лимонита описана как гетит. Ввиду того, что термическому анализу минерал не подвергался, то, несмотря на действительно значительное сходство физических свойств с гетитом, нам кажется более правильным не выделять его как самостоятельный минерал, а считать разновидностью лимонита. Что касается взаимоотношений этого лимонита с другими минералами зоны окисления, то таковые наблюдались только с малахитом и со второй разновидностью лимонита. Характер первых всегда указывает на разведение описываемого минерала малахитом, вторые же будут рассмотрены ниже.

Вторая разновидность лимонита является преобладающей и слагает значительные массы. В отличие от описанной выше разновидно-

сти она повсюду характеризуется прекрасно выраженной метаколлоидной структурой. Твердость полирования подобна первой разновидности или даже несколько выше. Отражательная способность более низкая. Окраска серая, в масле темносераа. В скрещенных николях минерал изотропен, проявляется резкий желтовато-бурый внутренний рефлекс. Диагностически также не травится.

В самой нижней части зоны окисления описываемый минерал интенсивно замещает халькозин, участки которого часто встречаются среди окисленных руд. На этих же горизонтах наблюдается местами достаточно интенсивное замещение описываемым лимонитом реликтовых зерен пирита. Процесс замещения идет или с периферии зерен, образуя петельчатую структуру (рис. 16), или по сети редких жилок, захватывая и внутренние части зерен. При значительной интенсивности процесса замещения у пирита образуются даже скелетные формы (рис. 17). Весьма часто описываемый

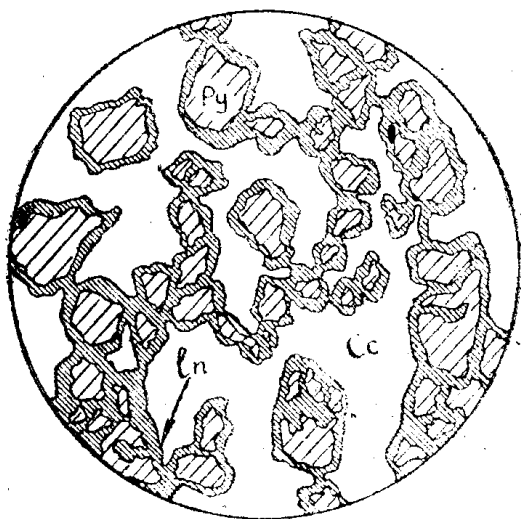


Рис. 16. Петельчатая структура замещения пирита (Py) лимонитом (ln); Cc—халькозин. Ув. 100.

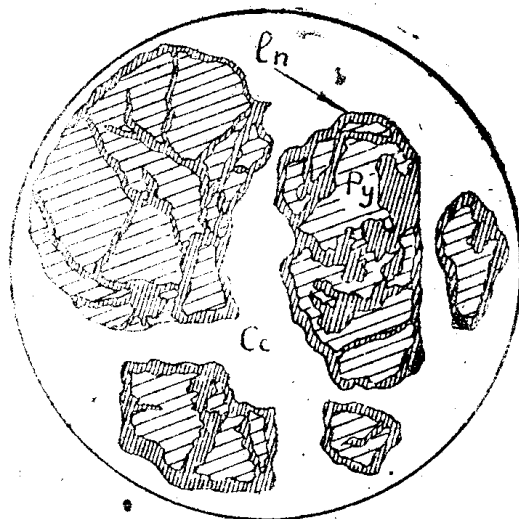


Рис. 17. Лимонит (ln), разъедающий зерна пирита (Py). Cc—халькозин. Ув. 100.

мый метаколлоидный лимонит развивается за счет лимонита первой разновидности, отчетливо замещая последний. В свою очередь описываемая разновидность разъедается малахитом и азуритом, пересекаясь жилками обоих минералов. Что касается взаимоотношений его с церусситом и смитсонитом, то оба минерала часто образуют корочки на существенно лимонитовой руде, а церуссит образует даже секущие жилки. Взаимоотношения лимонита этой разновидности с биверитом указывают на более позднее отложение последнего.

Малахит представляет собой довольно распространенный минерал описываемой зоны. Появляясь в незначительном количестве в верхах зоны цементации, он имеет вид тонких ветвистых жилок и ничтожных примазков землистого характера. В пределах зоны окисления и те, и другие пользуются несравненно более широким развитием. Кроме того, здесь же несколько раз были встречены кристаллы малахита, развивающиеся среди друз церуссита. Некоторые из малахитовых корочек по своей окраске чрезвычайно напоминали аурихальцит, но микрохимические испытания на цинк всегда давали отрицательные результаты. Что касается взаимоотношений малахита и азурита, то они оба часто развиваются в пределах одной и той же жилки, причем малахит тяготеет к зальбандам, а азурит занимает осевые части жилок. О взаимоотношениях малахита и церуссита судить очень

трудно, так как они часто очень тесно перемешаны друг с другом и только в одном месте удалось наблюдать корочку церуссита, развивающуюся поверх малахита. Взаимоотношений малахита с биверитом и смитсонитом не наблюдалось.

Азурит развивается только в самых верхних частях зоны окисления. Имеющиеся в нашем распоряжении единичные шлифы изготовлены из керн буровых скражин. Развивается он обычно в виде жилок, секущих лимонит, часто совместно с малахитом. Взаимоотношений с церусситом, смитсонитом и биверитом не наблюдалось.

Церуссит развивается исключительно в самой нижней части описываемой зоны. Диагностика минерала не представляла значительных трудностей, так как во всех формах проявления он прекрасно растворялся в разбавленной азотной кислоте и давал отчетливую реакцию на иодистый свинец. Изученный церуссит неоднороден и по форме проявления может быть разделен на две разновидности.

Первая разновидность проявляется в виде корочек мутного светло- или темносерого цвета, ассоциируя с малахитом и лимонитом.

Вторая разновидность церуссита ясно кристаллическая, водно-прозрачная и бесцветная. Развивается она в виде тонких кристаллических щеточек, покрывающих стенки многочисленных пустот выщелачивания или нарастающих на плоскостях отдельности руды. Кроме того, нередко встречаются целые жилки, сложенные церусситом этой разновидности. Габитус кристаллов короткостолбчатый с ромбическим сечением и очень напоминает таковой кристаллов, описанных П. П. Пилипенко из Восточной залежи Белоусовского месторождения. Чрезвычайно часты двойниковые сростания. Наш кристаллический церуссит по характеру своего проявления очень напоминает церуссит, описанный Ф. В. Чухровым из свинцового месторождения Кургасын, где он является результатом перекристаллизации ранее отложенных натечных масс того же минерала. Взаимоотношения церуссита и смитсонита будут рассмотрены при описании последнего.

Смитсонит. На основании проведенных исследований можно считать, что описываемый минерал достаточно широко развит в рудах описываемого месторождения, правда никогда не давая более или менее крупных скоплений. Развит он преимущественно в самой нижней части окисленной зоны и по своему характеру может быть разделен на две разновидности.

Первая и наиболее распространенная разновидность проявляется в виде корок натечной текстуры белого, светлосерого или желтовато-серого цвета, развивающихся на плоскостях отдельности руды. Указанные корочки бурно вскипают с соляной кислотой и дают положительную реакцию на цинк. Взаимоотношения смитсонита описываемой разновидности с лимонитом совершенно ясны и уже отмечались при описании последнего. Что касается взаимоотношений с церусситом, то часто приходится наблюдать, как жилки церуссита, секущие существенно лимонитовую руду, на плоскостях отдельности покрываются корочками смитсонита.

Вторая разновидность была нами встречена только два раза среди богатых лимонитом участков нижней части зоны окисления. Развивается эта разновидность в виде тонких (видимых только под микроскопом) пятен среди лимонита. Макроскопически участки руды, содержащие включения описываемого карбоната, имеют такой же бурый цвет, как окружающая лимонитовая масса, проявляя себя только бурной реакцией с соляной кислотой. В прозрачных шлифах этот карбонат выглядит также нечистым и бывает забит гидроокислами железа, часто концентрирующимися по границам зерен. Микрохимические испытания этого материала на цинк дали положительные результаты. Чрезвычайно близким к этому карбонату минералом, повидимому, является бурый смитсонит, описанный П. П. Пилипенко из руд Зыряновского месторождения, и очень возможно, что оба

минерала представляют собой аналогичные образования. Нам кажется весьма вероятным, что описанная здесь разновидность смитсонита представляет собой не что иное, как железистую его разновидность—монгеймит. В этом случае становится особенно понятна постоянная загрязненность минерала гидроокислами железа. Непосредственных взаимоотношений смитсонита описанной разновидности с лимонитом, церусситом и биверитом не наблюдалось. Можно было только видеть, что участки руды, содержащие этот карбонат, с поверхности имели налеты малахита и пересекались жилками церуссита.

Биверит до сих пор считается весьма мало распространенным минералом, встречающимся в зоне окисления сульфидных месторождений. У нас в Союзе первый и единственный раз биверит был описан Ф. В. Чухровым из месторождений Джекказгано-Улутавского района в Казахстане.

Встреченный нами в рудах месторождения минерал характеризуется следующими свойствами: цвет макроскопически охристо-желтый, реже буровато-желтый. При растирании между пальцами дает мягкое, маслянистое ощущение. Блеск шелковистый, но заметен только в свежем изломе. Под микроскопом минерал проявляется в виде равносторонних шестиугольных табличек (рис. 18) бледножелтой окраски или почти бесцветных. Кроме указанных форм встречаются еще тоненькие призмочки, представляющие собой боковое сечение шестиугольных табличек. Между прочим, интересно отметить, что цвет нашего минерала под микроскопом сильно меняется в зависимости от количества материала. Выше был указан цвет отдельных кристаллов, если же встречаются обильные скопления последних, то цвет этих скоплений будет яркожелтый и, наконец, еще более значительные массы описываемого минерала кажутся под микроскопом желтовато-бурыми. Размер упомянутых выше гексагональных табличек обычно колеблется в пределах 0,006 мм в поперечнике, часто встречаются более мелкие, лишь изредка размеры их достигают 0,12 мм. Чрезвычайная тонкость зерен, повидимому, является весьма характерной чертой для биверита.

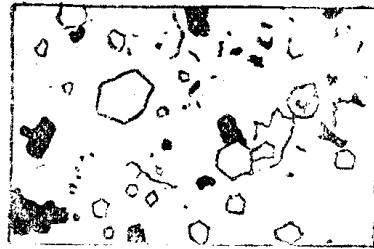


Рис. 18. Идиоморфные зернышки биверита в глицерине. Темные бесформенные массы — скопления зерен биверита. Ув. 400.

Другой характерной чертой минерала является присутствие почти в каждом кристаллике каких-то тонких неопределимых включений, которые, возможно, принадлежат кремнекислоте. В более крупных зернах описываемого минерала удается подметить слабый плеохроизм: *x*—бледножелтый, почти бесцветный, *z*—более густой, буровато-желтый. Минерал оптически отрицателен. В соляной кислоте растворяется, но с трудом. В азотной кислоте исследуемый материал удавалось растворить только после предварительного сплавления с содой. Из полученного азотнокислого раствора легко осаждался обильный иодистый свинец и получалась вполне отчетливая реакция на медь. Сплавленный с содой материал давал прекрасную реакцию на серную печень.

По форме кристаллов, их размеру и цвету наш минерал чрезвычайно напоминает ярозит, описанный П. П. Пилипенко из многих месторождений Алтая. Однако дальше морфологии сходство это не продолжается, так как описываемый минерал по химическому составу значительно отличается от ярозитов вообще и алтайских в частности. Это различие, с одной стороны, проявляется в почти полном отсутствии в исследованном материале калия и натрия (спектроскоп открыл только следы этих элементов). С другой стороны, он характеризуется значительно повышенным содержанием свинца

и меди, которые, если и встречаются в алтайских ярозитах, то всегда в ничтожных количествах.

Близкие по химическому составу линарит и каледонит отличаются от описываемого минерала голубым и голубовато-зеленым цветом, частичной растворимостью в азотной кислоте и габитусом кристаллов. Чрезвычайно близко стоящий как по морфологическим чертам, так и по некоторым оптическим свойствам—плюмбоязрозит отличается отсутствием меди и резким плеохроизмом, и, наконец, близкий к плюмбоязрозиту минерал вигезит отличается от описываемого минерала отсутствием меди и оптическим знаком.

Приведенная диагностика, как нам кажется, позволяет считать, что мы имеем дело не с каким-либо другим водным сульфатом, а именно с биверитом.

Развитие в зоне окисления биверита несколько не идет в разрез и с первичным составом руд, даже наоборот, именно для такого первичного комплекса, по существующим в настоящее время воззрениям, биверит является более характерным минералом, чем, например, ярозит или плюмбоязрозит.

Описанный минерал широко развит в нижней части зоны окисления месторождения, слагая вместе с лимонитом значительные массы и прослеживаясь в виде отчетливого горизонта.

Парагенезис и порядок выделения

Выяснить истинные парагенетические связи минералов зоны окисления оказалось во много раз труднее, чем это имело место при решении подобного вопроса в первичных рудах и в рудах зоны цементации. Эти трудности в значительной мере обусловлены чрезвычайно тесными ассоциациями минералов, с одной стороны, и наличием нескольких разновидностей того или иного минерала, часто существующих в различных стадиях процесса окисления, с другой.

Из всего комплекса минералов зоны наиболее ранними по времени образования являются самородная медь и куприт. Вопрос об их относительном возрасте чрезвычайно сложен. Как было указано при характеристике этих минералов, самородная медь чрезвычайно редко появляется без куприта, в то время как последний часто встречается самостоятельно. В тех местах, где оба минерала развиваются совместно, куприт обычно окаймляет с периферии включения меди, иногда образуя даже секущие структуры (рис. 14). В этих случаях мы считаем, что куприт образовался за счет меди при процессе ее окисления. Случаи подобного замещения самородной меди купритом были зарегистрированы неоднократно на Белоусовском месторождении. Отмечались они также П. П. Пилипенко для территории Рудного Алтая вообще.

Появление самой меди в этих случаях мы рассматриваем как результат непосредственного окисления халькозина без образования каких-либо промежуточных продуктов. Линдгрэн считает, что подобный процесс может иметь место, но при условии, если циркулирующие воды содержат более или менее значительное количество сульфата окиси железа. Так как халькозиновые руды нашего месторождения отличаются высоким содержанием реликтового пирита, то можно достаточно определенно предположить, что на первых этапах окисления этих руд будет образовываться значительное количество необходимого сульфата окиси железа.

Таким образом, мы считаем, что какая-то часть самородной меди образовалась непосредственно за счет халькозина и представляет собой более раннее образование, чем куприт. Но, учитывая тот факт, что окислительная обстановка на границе зоны цементации и зоны окисления не

езде одинакова, хотя бы в зависимости от структурных особенностей того или иного участка, вполне вероятно допустить, что в то время, когда в одних местах происходит образование самородной меди, в других за счет того же халькозина возникает куприт. В последнем случае, вероятно, и произошло образование тех гнездообразных скоплений зернышек куприта среди верудного материала, которые были описаны выше. Образованный таким образом куприт также, повидимому, является источником самородной меди, которая, по существующим в настоящее время воззрениям, в большинстве случаев образуется как результат восстановления куприта сульфатом окиси железа.

Вслед за образованием описанных выше минералов происходило отложение лимонита. Часть его образовалась за счет пирита, псевдоморфно замещая последний (рис. 15), основная же масса его возникла при замещении халькозина. Несколько раньше описанного лимонита происходило образование железистой разновидности смитсонита, единичные находки которой в нижних горизонтах зоны были отмечены в свое время. В прозрачных шлифах хорошо видно, как бурые окислы железа местами достаточно густо пропитывают указанный карбонат, вдаваясь в него по границам зерен. Далее, за лимонитом этой стадии в порядке выделения следует малахит; он представляет собой более позднее образование, так как в виде налетов и корочек развивается по плоскостям отдельностей, пропитанных лимонитом руд нижней части зоны окисления. Малахит чрезвычайно тесно ассоциирует с церусситом, особенно с его натечной разновидностью. В этом случае минералы так тесно бывают перемешаны друг с другом, что можно говорить только об их одновременном образовании. Что касается взаимоотношений малахита с кристаллическим церусситом, то таковые наблюдались чрезвычайно редко, и только в одном месте была встречена корочка кристаллического церуссита поверх натечных образований малахита. Следующим в порядке выделения минералом является смитсонит, корочки которого развиваются на поверхностях отдельности богатых лимонитом руд нижней части зоны окисления, местами покрывая секущие жилки церуссита. Что касается биверита, то он уже является минералом второй стадии, выделившимся после выше рассмотренных минералов. Макроскопически бывает хорошо видно, как этот минерал замещает существенно лимонитовые участки в нижней части зоны окисления. Нам представляется, что образование биверита произошло за счет церуссита при воздействии на него сульфата окиси железа в присутствии медных сульфатов. Необходимый для этого сульфат окиси железа образовывался в достаточном количестве при окислении реликтового пирита. Не было также недостатка и в сульфате меди, так как в нижней части зоны окисления часты реликты как первичных, так и вторичных медь содержащих минералов. Естественно, весь возникший сульфат окиси железа не расходовался на образование биверита, несомненно, часть сульфата гидролизовалась и осаждалась в виде лимонита, тонко перемешанного с биверитом. И, наконец, в последнюю стадию супергенной минерализации опять происходило отложение лимонита, концентрирующегося в виде значительных масс в верхней части зоны окисления. На ряде образцов можно видеть постепенный переход биверитовых руд к лежащим выше бурым железнякам. Нам представляется, что эти железняки являются дальнейшим продуктом окисления биверитовых руд. Кроме лимонита в эту последнюю стадию происходило отложение малахита и азурита. Эти минералы в виде многочисленных жилок пересекают лимонитовые участки, причем азурит, являясь более поздним образованием, занимает всегда осевые части жилок, малахит же распределяется вдоль зальбандов.

Таким образом, в результате проведенных исследований минералогический состав месторождения, дифференцированный по зонам, представ-

ляется в следующем виде: 1) первичные руды—пирит, халькопирит, сфалерит, блеклая руда, галенит и арсенопирит; 2) руды зоны цементации—ковеллин двух генераций и халькозин; 3) руды зоны окисления—самородная

Минералы	Первичные руды		Руды зоны цементации	Руды зоны окисления		
	I стадия	II стадия		I стадия	II стадия	III стадия
Пирит	●					
Арсенопирит	●					
Бл. руда		●				
Халькопирит		●				
Сфалерит		●				
Галенит		●				
Ковеллин I ген.			●			
Халькозин			●			
Ковеллин II ген.			●			
Самородная медь				●		
Куприт				●		
Лимонит				●	●	●
Малахит				●		●
Азурит						●
Церуссит				●		
Смитсонит				?		
Биверит					●	

Рис. 19. Схема порядка выделения рудных минералов.

медь, куприт, лимонит, малахит, азурит, церуссит, смитсонит и биверит. Парагенетические взаимоотношения перечисленных минералов даны на прилагаемой схеме (рис. 19). Из жильных минералов зарегистрированы кварц, барит, карбонат, тальк, серицит и хлорит.

Расчленение вторичных зон и генетические связи отдельных горизонтов

В результате проведенных исследований установлено, что в распределении отдельных минералов в пределах вторичных зон существует определенная закономерность, отражающая характер развития вторичных процессов и позволяющая в пределах указанных зон выделить следующие шесть горизонтов (снизу вверх):

1) горизонт первичных колчеданов с ковеллином; 2) горизонт первичных колчеданов с халькозином; 3) горизонт сажистых халькозиновых руд; 4) горизонт купритовых руд; 5) горизонт охристых биверитовых руд; 6) горизонт бурожелезняковых руд.

Горизонт первичных колчеданов с ковеллином непосредственно граничит с первичными сульфидными рудами и представляет собой самую нижнюю часть зоны цементации (рис. 1). Переход к первичным рудам постепенный, что в значительной мере затрудняет проведение более или менее точной границы между первичными рудами и этим горизонтом. Между прочим следует отметить, что вообще наиболее глубо-

кое проникновение вторичных сульфидов в первичные руды происходило вдоль висячего и лежащего боков рудного тела.

Чрезвычайно интересная картина наблюдается в районе одного из разрезов, где вдруг выше описываемого горизонта появляются свежие первичные руды, совершенно лишенные присутствия каких-либо следов вторичных сульфидов¹⁾. Нам кажется, что возникновение подобной картины объясняется наличием в этом месте рудного тела куполообразной выпуклости, значительно возвышающейся над линией всего висячего бока в целом. Вполне естественно, что при таком положении супергенные растворы, двигающиеся по рудному телу со стороны погребенной долины, не попадали в упомянутую выпуклость, а следовательно, там не могло произойти отложения вторичных минералов.

Описываемый горизонт представлен совершенно свежими на вид сульфидными рудами как сливными, так и вкрапленными. Присутствие вторичных сульфидов устанавливается только под микроскопом. Преимущественным развитием из вторичных минералов пользуется тонкозернистый ковеллин и в подчиненном количестве развивается халькозин. Количество вторичных сульфидов обычно весьма ничтожно и содержание их в шлифах не превышает 2—3%. Развиваются они исключительно среди участков, сложенных халькопиритом в форме очень редких тоненьких жилок и шнурков. Особенно охотно вторичные сульфиды развиваются на границе халькопирита с включениями других минералов, чаще нерудных.

Наличие вторичных сульфидов исключительно среди халькопирита, как нам кажется, является доказательством того, что нисходящие растворы во время формирования этого горизонта были значительно обеднены медью, в силу чего упомянутые вторичные сульфиды могли образовываться только в тех местах, где супергенные растворы заимствовали медь из первичных минералов.

Горизонт первичных колчеданов с халькозином залегает сразу на предыдущем горизонте (рис. 1) и представляет собой дальнейшее развитие процессов вторичного сульфидного обогащения. Ширина его непостоянна и колеблется в широких пределах. Процессы вторичного сульфидного обогащения в рудах этого горизонта развиты несравненно сильнее, чем в предыдущем случае, что в значительной мере сказалось и на внешнем виде руд, которые в основной своей массе приняли синевато-серую окраску. Количество вторичных сульфидов в шлифах руд колеблется от 4 до 25%.

Преобладающим вторичным минералом является халькозин. Ковеллин присутствует также весьма часто, но всегда в резко подчиненном количестве (до 2%). Из прочих вторичных минералов среди руд этого горизонта появляется иногда малахит, развивающийся преимущественно в виде редких корочек в верхних частях горизонта.

Вторичные сульфиды замещают здесь уже не только халькопирит, но также сфалерит и галенит. Что касается пирита и блеклой руды, то эти минералы остаются почти всегда незамещенными.

Если в блеклой руде все же кое-где удастся подметить наличие единичных вторичных жилок, то в пирите какие-либо проявления их, даже самые незначительные, всегда отсутствуют.

Горизонт сажистых халькозиновых руд, залегая на предыдущем (рис. 1), имеет также непостоянную ширину. Наибольшая глубина, на которой встречены сажистые руды, равна 67,5 м от дневной поверхности, наименьшая составляет 50 м.

Горизонт сложен большей частью рыхлыми, землистой текстуры разностями темносерого или синевато-черного цвета. Руды этого горизонта

¹⁾ Упомянутое место на рис. 1 отмечено крестиком.

представляют собой наивысшую степень развития процессов вторичного сульфидного обогащения. Между прочим, следует отметить, что большинством предыдущих исследователей к зоне вторичного сульфидного обогащения на Алтае вообще относились только эти сажистые руды.

В минералогическом отношении руды описываемого горизонта состоят существенно из халькозина. Кроме того, довольно широко развит крупнозернистый ковеллин второй генерации, образовавшийся позже халькозина и за счет последнего. Из других вторичных минералов всегда присутствует значительное количество лимонита, малахита и некоторое — смитсонита.

Замещение первичных минералов в рудах этого горизонта произошло наиболее полно, но все же почти всегда встречаются порой довольно многочисленные реликты сульфидов первичных руд. Первое место из этих реликтов падает на долю пирита, зерна которого обычно совершенно не несут на себе каких-либо признаков замещения вторичными сульфидами и только в самой верхней части горизонта частично замещаются лимонитом.

Что касается упомянутого выше ковеллина второй генерации, то в настоящее время считается, что появление его в халькозиновых рудах уже указывает на начало процесса окисления зоны цементации. Образование этого ковеллина чаще всего рассматривается или как результат водяно-воздушного окисления халькозина, или как результат его окисления под действием окисного железного сульфата. Нам кажется, что при обилии пирита в первичных рудах месторождения основную роль, по видимому, играл второй способ образования ковеллина. Помимо ковеллина на начавшийся процесс окисления сажистых руд указывает также наличие здесь лимонита, малахита и смитсонита.

Заканчивая характеристику этого горизонта, хотелось бы еще отметить бросившееся в глаза несоответствие между незначительной шириной пояса сажистых руд и интенсивностью развития в нем процессов вторичного сульфидного обогащения. Дело в том, что обычно интенсивно проработанные зоны цементации имеют мощность порядка нескольких сот метров, у нас же ширина описываемого горизонта очень невелика. Нам кажется, что подобное несоответствие можно понять, только допустив уничтожение повторным окислением большей части зоны цементации.

Горизонт купритовых руд проследить на протяжении всего разреза не удалось. Достоверно он известен только в средней части разреза (рис. 1). Наибольших размеров этот горизонт достигает в „северо-восточном крыле“. В главном рудном теле с юго-западным падением этот горизонт встречен только в одном месте и то в виде очень узкой полоски. Наибольшая глубина, на которой встречены руды этого горизонта, составляет величину в 60 м от дневной поверхности.

В минералогическом отношении горизонт сложен материалом, называемым обычно кирпичной медной рудой. Основной компонент — лимонит, среди которого всегда присутствует значительное количество куприта, самородной меди и малахита.

Чрезвычайно характерным для этого горизонта является значительная концентрация в нем карбоната свинца-церуссита. Среди руд горизонта в виде реликта всегда наблюдаются незначительные участки или „пятна“ вторичных сульфидов зоны цементации. Из первичных рудных минералов в довольно значительном количестве встречается неизменный пирит.

Граница между купритовым горизонтом и залегающими ниже сажистыми рудами очень нерезкая. Переход одних руд в другие происходит чрезвычайно постепенно.

Горизонт охристых биверитовых руд залегает или на купритовом горизонте, или непосредственно на сажистых рудах (рис. 1). Наи-

большая ширина наблюдается в средней части разреза. Интересно отметить, что этот горизонт встречен только в основном рудном теле. В „северо-восточном крыле“ непосредственно на мощном купритовом горизонте сразу залегают бурые железняки.

Руды состоят из охристого материала различной плотности, чаще землистого. В минералогическом отношении они представляют собой массу чрезвычайно тонких зернышек барита, сцементированных лимонитом, биверитом (сложный сульфат свинца, меди и железа) и недифференцированными водными сульфатами меди типа брошантита халькантита.

Имеется еще одна чрезвычайно характерная черта, отличающая этот горизонт от всех нижележащих,—это полнейшее отсутствие в нем реликтов первичных сульфидов, даже пирита.

Граница биверитового горизонта с нижележащим купритовым очень нерезкая. Обычно приходится наблюдать весьма постепенный переход от одного горизонта к другому. И, наконец, хотелось бы отметить некоторую закономерность, характеризующую взаимоотношения между биверитовым и купритовым горизонтами. Как правило, в тех местах зоны окисления, где охристые биверитовые руды имеют большую мощность, купритовый горизонт развит чрезвычайно слабо или вовсе отсутствует. Там же, где охристых руд нет или мощность их ничтожна, купритовый горизонт развит наиболее сильно.

Горизонт бурожелезняковых руд является самым верхним членом изученных нами вторичных зон (рис. 1). Изучить этот горизонт непосредственно на месторождении мы не имели возможности вследствие его недоступности. Поэтому конфигурация горизонта нами дается целиком в том виде, в каком она представляется работающим на месторождении геологам.

В минералогическом отношении горизонт состоит главным образом из лимонита с тем или иным количеством малахита и азурита.

Таким образом, из характеристики отдельных горизонтов видно, что первые три горизонта (нижние) относятся к зоне цементации, представляя собой различную степень развития процессов вторичного сульфидного обогащения. Четвертый—купритовый горизонт, несомненно, возник в результате непосредственного окисления руд зоны цементации.

Что касается горизонта, сложенного охристыми биверитсодержащими рудами, то он, относясь так же как и купритовый к зоне окисления, представляет собой чрезвычайно своеобразное образование, своим появлением как бы нарушая общий ход развития зоны окисления. Дело в том, что согласно установившимся в настоящее время воззрениям, процесс развития зоны окисления должен идти от сульфатов к карбонатам. Следовательно, при нормальном развитии процесса мы всегда должны были бы иметь внизу сульфаты, вверху—карбонаты. Здесь же получается обратная картина, так как сульфатный биверитовый горизонт залегают на богатом карбонатами купритовом горизонте.

Такая обратная последовательность в образовании окисленных продуктов, как нам кажется, могла произойти только при особых условиях развития процесса окисления, специфичность которого вызвана главным образом тем, что окислению были подвергнуты не первичные сульфидные руды, а халькозиновые руды зоны цементации с большим количеством реликтового пирита.

В начальной стадии окисления таких руд интенсивно окисляющийся халькозин в значительной мере предохранял от окисления зерна пирита. В этом, вероятно, кроется причина того, что возникший за счет сажаемых руд купритовый горизонт содержит довольно значительное количество почти совершенно незамещенного пирита.

Затем, после того как основная масса халькозина уже окислилась и сформировался купритовый горизонт, начал интенсивно окисляться реликтовый пирит. При этом неизбежно возникало значительное количество сульфата окиси железа, который совместно с сульфатом меди, безусловно, присутствующим в растворе, действуя на отложенный ранее церуссит, мог привести к образованию сложного водного сульфата свинца, меди и железа типа биверита подобно тому как, по мнению С. С. Смирнова, при отсутствии в растворах меди происходит образование минерала пломбоарозита. Таким образом, нам представляется, что биверитовый горизонт является дальнейшим продуктом окисления богатого церусситом купритового горизонта. С этим вполне согласуется тот факт, что там, где охристые биверитовые руды имеют большую мощность, купритовый горизонт развит в виде тоненькой полоски или вовсе отсутствует, будучи замещен биверитовыми рудами. Там же, где охристых руд нет или мощность их ничтожна, купритовый горизонт развит наиболее сильно. Что касается горизонта бурожелезняковых руд, то, как нам кажется, он представляет собой результат дальнейшего окисления руд биверитового горизонта.

Общие выводы

Подводя итоги проведенным исследованиям вторичных зон месторождения, мы можем сделать следующие выводы:

1. Имеющий место факт выхода рудной залежи в погребенную долину является неоспоримым доказательством древности процессов, создавших вторичные зоны.
2. Образование такой сложной вторичной зональности, какую мы видим на месторождении, могло произойти только в чрезвычайно специфической обстановке смены одних процессов другими и, повидимому, должно быть характерно для древних вторичных зон.
3. Постепенный переход между первичными рудами и сажистыми, позволивший выделить еще два промежуточных горизонта, заставляет предполагать, что формирование зоны цементации происходило в условиях аридного климата с очень неустойчивым уровнем грунтовых вод.
4. Отмеченное несоответствие между интенсивностью развития процесса вторичного сульфидного обогащения и незначительной шириной пояса сажистых руд, а также появление богатого купритового горизонта указывают, что здесь имело место повторное наложение процесса окисления на руды зоны цементации, при котором произошло уничтожение значительной части последней.
5. И, наконец, из всего сказанного выше имеется много оснований думать, что на месторождении нормальная, первоначально возникшая зона окисления отсутствует. Современные же горизонты окисленных руд представляют собой продукт повторного окисления руд зоны цементации.